

GEOLOGICA HUNGARICA

SERIES GEOLOGICA

5.

ROZLOZSNIK PÁL:
DOBSINA KÖRNYÉKÉNEK FOLDTANI VISZONYAI
2 TÉRKÉP, 1 TÁBLA, 17 SZÖVEGÁBRA

P. ROZLOZSNIK:
DIE GEOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE DER GEGEND
VON DOBSINA
2 KARTEN, 1 TAFEL, 20 TEXTFIGUREN

BUDAPESTINI 1935
EDITIO INSTITUTI REGII HUNGARICI GEOLOGICI.

Geol. Hungarica ser. geologica	5	1—42 1—118	Budapestini, 30. VI. 1935.
-----------------------------------	---	---------------	----------------------------

INHALTSVERZEICHNIS.

	Seite
Einleitung	2
Die allgemeine geographische und geologische Stellung der Umgebung von Dobsina (Dobsina) .	3
I. Die Vepor-Decke	5
A) Vepor-Kristallin	5
a) Der mit sedimentären Gliedern eng verbundene Anteil des Vepor-Kristallins	6
1. Quarzalbitknotengneise	6
2. Phyllitgruppe	9
b) Der intrusive Anteil des Vepor-Kristallins	9
1. Biotitgranitit	10
2. Quarzführender Dioritgneis	11
3. Aplitische Randfazies (?)	11
c) Intrusionsverband und Injektionsgesteine	12
d) Chemismus des Vepor-Kristallins	14
1. Biotitgranitit	14
2. Quarz-Albitknotengneis	15
B) Die Förderata-Quarzit-schiefergruppe	17
a) Quarzit-schiefer (Förderata-Quarzite)	17
b) Das Phyllit-schiefergefolge der Quarzit-schiefer	18
c) Die Grünstein- und Grünschieferzwischenlagerungen der Phyllitserie	19
C) Die Förderata-Kalkserie	19
a) Rauhacke	20
b) Kristalliner Kalk	20
c) Schieferkalk	20
d) Tonschiefer	21
D) Die Abgrenzung der Vepor-Decke	21
E) Die Verbreitung der Förderata-Serie in benachbarten Gebieten	22
F) Das Alter der Förderata-Serie	22
II. Die Zipser Decke	25
A) Die Porphyroidzone (Gelnicaer Serie von ZELEŇKA-MATEJKA)	26
a) Sedimentäre Gruppe	26

	Seite
1. Vorherrschend phyllitische Gesteine	26
2. Minder metamorphe sedimentäre Gesteine	26
b) Eruptive Gruppe	27
1. Porphyroide	27
α) Orthoklasporphyroide	27
β) Plagioklasporphyroide	27
γ) Quarzporphyroide	28
2. Grünsteine (Metamorphe Diabase)	28
c) Zur Kleintektonik der Porphyroide	29
B) Grünschiefergruppe	29
a) Karbonatische Sedimente der Grünschiefergruppe	29
b) Monomineralische Gesteine der Karbonatgesteinsgruppe	33
1. Muskovitfels	33
2. Serizit	34
3. Chloritfels	34
c) Metamorphe Diabase und Diabastuffite	35
I. Der N=liche Grünschieferzug	35
1. Wahrscheinlich aus Tuffiten und Sedimenten hervorgegangene Schiefer	35
2. Grünschiefer, die aus Eruptivmaterial hervorgegangen sind, aber ihre primäre Gesteinsstruktur eingebüsst haben	36
α) Chlorit=Kalzit=Albitschiefer	36
β) Epidot=Zoisit=Strahlsteinschiefer	37
γ) Chlorit-Epidot=Albitschiefer	37
3. Magnetitoktaeder führende Grünsteine mit noch erkennbarer Gesteinsstruktur	38
4. Biotit und Magnetit führende Grünsteine	38
5. Amphibolitartige Grünsteine	39
α) Die schieferigen=geflaserten Amphibolite im Liegenden des Georgiganges	39
β) Der Zoisitamphibolit vom Nordabfall des Windseckgipfels	40
II. Der S=liche Grünschieferzug	40
C) Die voroberkarbonischen Tiefengesteine	42
a) Quarzdiorit	44
b) Biotitgranitit	46
c) Quarzdioritaplit	46
d) Amphibolit	47
e) Diopsid=Amphibolit	48
f) Serpentin	48
g) Die Frage des Intrusionsverbandes der voroberkarbonischen Tiefengesteine	49

	Seite
D) Das Oberkarbon	52
a) Über die Fassung des Dobsinaer Oberkarbons	53
1. Untere marine Gruppe	53
2. Obere Gruppe mit Landflora	53
b) Die auf dem Diorit=Amphibolitstock ruhenden Oberkarbonschollen	55
1. Gliederung	55
2. Der Tagbau der Massörter	56
3. Die Aufschlüsse des Oberen oder Städtischen Biengartens	59
4. Der Untere= oder Koburg'sche Biengarten	60
5. Altenberg—Michaeli.	60
6. Die wirtschaftliche Bedeutung der Eisenerzlagerstätten des Altenberges	61
7. Die Karbonscholle der städtischen Steinberger Gruben	61
α) Unterer Jakobi=Stollen	62
β) Der Steinberger Erbstollen	62
γ) Philippi=, Georg=, Mittlerer= und Oberer Steinberger Stollen	62
8. Die zwischen den beiden Wolfseifen liegenden Karbonschollen	63
9. Die Karbonschollen zwischen dem Wolfseifen und dem Dittersgrund	63
c) Die ausserhalb des Diorit=Amphibolitstockes auftretenden Karbonvorkommnisse	64
1. Der N=liche Oberkarbonzug	65
2. Das S=lich vom Diorit=Amphibolitstock auftretende Oberkarbon	68
d) Die Frage der infrawestphälischen Diskordanz innerhalb des Karbonnormal=profils	70
1. Das Alter der Metasomatose	70
2. Die infraoberkarbone Diskordanz	71
e) Zur Verbreitung des Oberkarbons im Szepes—Gömörer Erzgebirge	72
1. Das Kassaer Karbon	72
2. Das Bindter Konglomerat	74
f) Zur Altersfrage des Dobsinaer Karbons	78
E) Die Konglomeratzone (Perm ?)	79
a) Untere Konglomerat=Brekzienserie	80
1. Grauwackenkonglomerate	80
2. Quarzporphyreinschlüsse führende Konglomerat=Brekzie	81
3. Bunte Sandstein= und Schieferserie	82
b) Das Problem des Alters der Konglomeratzone	83
c) Die S=liche Konglomeratzone	87
F) Die Trias	90
a) Die N=liche Kalkzone	90
b) Die Umgebung des Spitzenhügels	90
c) Die S=lich vom Sajó auftretenden triassischen Schollen	91

	Seite
G) Die Erzlagerstätten der Umgebung von Dobsina	92
a) Die Siderit- und Co—Ni-Erzlagerstätten	93
1. Die Nördlich von Dobsina liegenden Lagerstätten	93
2. Die Johanni-Grube	99
3. Die Sideritlagerstätten Südlich vom Sajó	99
b) Die Kupfererz-Quarz-Ankeritlagerstätten	100
1. Die Zinnopelkamm-Gruben	100
2. Die Hirschkohlung—Andrei-Gruben	100
3. Schwarzenberg	101
4. Die Friedwald-Gruben	102
5. Die Za Skalou-Grube	103
H) Der tektonische Aufbau der Umgebung von Dobsina	103
I) Das allgemeine Bild der Zipser Decke	104
K) Vergleich des Paläozoikums der Umgebung von Dobsina mit jenem der Sudeten und Ostalpen	107
Schrifttum	111

MANUSCRIPTUM CONCLUSUM 14. III. 1935.
DATUM EDITIONIS 30. VI. 1935.

A közlemény tartalmáért és fogalmazásáért a szerző felelős.

Für Inhalt und Stilisierung der Mitteilung ist der Verfasser verantwortlich.

STÁDIUM SAJTÓVÁLLALAT R.#T. BUDAPEST

BEVEZETŐ.

Ebben a munkámban közreadom ama tanulmányaimnak eredményeit, melyeket az 1913, 1914. és 1929. évek során Dobsina környékén végeztem. Ezek a kutatásaim eredetileg csak előtanulmányok voltak abból a célból, hogy a Dobsina vidékén szerzett tapasztalatokat a Szepes—Gömöri Érc-hegység északi részének későbbre tervezett bányaföldtani felvételénél gyümölcsöztessem. A világháború azonban tanulmányaim folytatását meggátolta és csak 1929-ben állott 3 heti felvételi idő rendelkezésemre, amelyet arra használtam fel, hogy a tanulmányozott területet a Sajó forrásvidékének felvételével lekerekítsem.

Időközben sikerült túlkorán elhunyt unokaöcsémet, RAKUSZ GYULÁT, a dobsinai karbon-fauna feldolgozására megnyerni. Az ő fáradtságos és alapvető vizsgálatainak eredményei immár terjedelmes monografiában állnak a tudományos világ rendelkezésére. Jelen munkámat tehát mintegy az ő monografiája földtani függelékének is lehet tekinteni.

A tanulmányozott terület aránylag véve kis kiterjedésénél fogva azonban nem minden kérdést sikerült véglegesen tisztáznom. Bőséges jutalom lesz számomra az is, hogyha sikerült egynémely kérdést helyesen megfognom, másoknak megoldását előbbrevinnem s e rendkívül érdekes terület földtani viszonyainak tisztázásához szerény adalékokkal szintén hozzájárulnom.

Budapest, 1934 január 1.

ROZLOZSNIK PÁL.

DOBSINA KÖRNYÉKÉNEK ÁLTALÁNOS FOLDRAJZI ÉS FÖLDTANI HELYZETE.

A térképezett terület a Sajó és Dobsch nevű mellékágának forrásvidékeit foglalja magában. A területet É felé elhatároló gerinc a Sajó és a Gölnic folyók közötti vízválasztóval, a nyugati határgerinc pedig a Sajónak Garam felőli vízválasztójával esik össze.

Földtani tekintetben vizsgálati területemen két nevezetes földtani egység váltja fel egymást. Még mielőtt ugyanis Ny felé a Sajónak Garam felőli vízválasztójához érnénk, a Szepes—Gömöri Érchegységet összetevő rétegsorozat, amely Kassától kezdve közel 70 km csapáshosszban Dobsinán át Ny felé halad, hirtelenül véget ér s helyét a Vepor=hegységet alkotó rétegsorozat foglalja el.

Ennek a két rétegsorozatnak megkülönböztetése már STUR D. vizsgálataira nyúlik vissza, aki a Szepes—Gömöri Érchegység rétegsorozatát Volovekmasszivum néven, mint fiatalabb kristályos palasorozatot, a Tresnik és a Branyiszko idősebb kristályos palatömegeivel állította szembe (77, p. 399). UHLIG V. régebbi felfogása szerint területünk a „belső öv” egy része, amelyben ő a központi Alpok folytatását látta (83, p. 691 és 702), későbbben azonban feltételelesen magastátrai takarója déli, nagy tektonikai ablakban előtűnő részének tekintette (84). LIMANOWSKY felfogása szerint a Vepor= és a Szepes—Gömöri Érchegység képződményei egy külön takarót alkotnak, amely az Alacsony Tátra takarójára következik és amely felett még a szubtátrai= és a szirtes öv takarói foglalnának helyet (42, 43). Végül MATEJKA és ANDRUSOV legújabb szintézise szerint a Gemeridák (= LIMANOWSKI szepességi takarója) a Pienidák, Tátridák és Granidák főtakaró=egységei mellett a legbelső főtakaró=egységet alkotják (46, p. 25 és 78).

Mint azt már 1914. évi felvételi jelentésemben (69) jeleztem, tanulmányaim alapján a «Gemeridák»-on belül két teljesen különálló tektonikai egységet különböztetek meg, u. m. a Vepor=takarót és a Szepességi takarót, mi mellett az utóbbi nevet kizárólag a Szepes—Gömöri Érchegységet Sajóréde és Kassa között felépítő rétegsorozatnak tartom fenn.

I. VEPOR-TAKARÓ.

A Vepor=takarónak a Dobsch=patak völgyében előtűnő rétegsorozatát már ILLES V. is leírta (36), de ő ezt a szepességi takaró rétegsorozatától még nem különítette el. A Vepor=takaró főtömegét kristályos palából álló alaphegység foglalja el, amelyre egy félig metamorf kőzetekből álló sorozat települ. Utóbbin belül egy kvarcit által és egy mészkő által jellegzett csoportot különböztethetünk meg (föderatakvarcit= és föderatamészkő=sorozat).

A) A VEPOR KRISTÁLYOS PALA TÖMEGE.

A Vepor-takaró ősi tömegében már Kis A. gránitot és csillámpalát (41), a bécsi felvétel pedig gránitot és gneiszt különböztetett meg. Területünk DNy-i folytatásáról BOCKH H., VITÁLIS I. és JUNGHANN közöltek új adatokat. ILLES V. a Vepor-takaró ősi tömegét gránitos tömzsnek gondolta, amelynek különböző tagjai csak a dinamo-metamorfózis különböző erősségében különböznek egymástól. Ezt a nézetet teljesen nem fogadhatom el, mert bár a helyszínén az erupciós és üledékes tagok megkülönböztetése nehézséggel jár, mégis egyes tagok üledékes eredete azonnal szembeötlő. Vizsgálataim szerint egy idősebb részben üledékes sorozatba oldalnyomás mellett történt gránitos intrúzióval van dolgunk, amely a mellékközetnek injekciójával és földpátosításával volt egybekötve s ezen folyamatok az egész sorozatra összefüggő földtani egységnek a bélyegeit nyomták rá.

a) A Vepor-takarónak idősebb, üledékes kőzetekkel szoros kapcsolatban álló rétegsorozata.

Ennek a sorozatnak egyik főképviseelője a csomós gneisz, kvarc- és albit-csomókkal. A kőzet majd szemes gneisz külsejű, a csomók szemnagyságának csökkenésével pedig porfiroid külsejű. A sorozat másik főtagjában, a fillitekben, a csomók már teljesen hiányoznak.

1. Csomós gneisz.

A kőzetnek már említett szemes gneisz- és porfiroid-külseje készítette ILLES VILMOST arra, hogy azt a gránit dinamometamorf fáciesének tekintse. Valóságos jellegének kiderítésére különösen fontos az a feltárás, amelyre Sajórédtől DNy-ra, a Palenyszko-csúctól D-re, a Zelinova Dolina-patak bal oldalán bukkantam rá. Az itt kiálló sziklafal alsó részében a vastagon pados, szemes gneiszben már egy idősebb gneisznak és kvarcnak diónagyságot elérő s részben szögletesen határolt görgetegei fordulnak elő. Némely 6 cm hosszú aplitos lencse már injekció benyomását teszi s a padosság síkjával párhuzamosan 0.3 m vastag kvarctepletelér is látható.

Egy e helyen gyűjtött görgeteg, vékonycsiszolati vizsgálata alapján, egyenletes összetételű, nem palás, aprószemű, főrézében albitból s csak alárendelten kvarcból álló, plagiaplityszerű kőzetnek bizonyult. Mellékkőzetének főalkotórésze ellenben kvarc, vagyis a görgeteg és a mellékkőzet összetételében jelentékeny különbség van.

A különböző típusú csomós gneiszok különben általában csak a csomók szemnagyságában s a rétegezés fokában különböznek egymástól. Szerkezetük rendszerint nyújtott s a dudoros lefutású réteglapokon csíkos elosztásban csillámbevonatok rendezkednek el. A keresztfőrészen előtűnő csomók szemnagysága 0.3—3 mm között változik, túlnyomó részük rendszerint kvarc s csak kisebb részük albit.

A kvarc-csomók vékonycsiszolatban rendszerint szögletes, hosszúkás, ritkábban kerek határvonalat mutatnak, mi mellett hosszabb átlójuk a rétegezésre merőlegesen is helyezkedhetik el. A csomókat nem egységes kvarcsem, hanem hullámosan kioldódó, fogazott határral egymásba kapaszkodó 0.2—1 mm szemnagyságú kvarcsemcsekeverék alkotja. Ezzel szemben az albit-csomókat egyetlenegy, egységesen kifejlődött, csipkézett határvonalú egyén alkotja, az albitloblastok pedig fővükkel a rétegezés síkjához viszonyítva rendszerint merőlegesen vagy kissé ferdén helyezkednek el s mechanikai behatásoknak rendszerint nyomait sem mutatják. A kőzet főszövetét alkotó finom keverék összetétele s szemnagysága rétegenként s lencsésen változó s benne hol a csillámok, hol pedig lelapított, hosszúkás, párvonalas orientálásút

szemekben elrendezkedő kvarc jutnak túlsúlyba; albit a főszövetben csak albitholoblastokban gazdagabb kőzetekben fordul elő. A csillámok közül rendszerint *muszkovit* a túlnyomó, a *biotit* nagyobb xenoblasztokat is alkot. Járulékosan *turmalin*, *rutil*, *apatit* és *titanomagnetit* található. Némely kőzetben vasas-grafitos pigment is szerepet játszik.

Némelyik biotitban gazdagabb s már inkább albitosgneisznak jelölhető kőzetben a biotit redővonulatokban rendezkedik el s ezekben már *pidacit* vagy *zoisit* is fordul elő. Más kőzetben az 1 mm hosszú s vastag biotit-pikkelyek kvarclencséiben s különösen annak határán rendezkednek el. Utóbbi elrendezés arra utal, hogy a biotitképződés a kvarc-injekcióval egyidejűleg következett be.

Vizsgálataim tehát arra utalnak, hogy az intrúzió egy már tektonikailag feldolgozott, kvarcban dús rétegsorozatban következett be, melynek összetételében konglomerátumos és breccsás kőzetek is szerepeltek. Ez a kőzetsorozat az intrúzióval kapcsolatosan kristályosodó palásságon ment át. Az ezen folyamat alatt uralkodó nyomási és hőmérsékleti viszonyok káliföldpátnak és rendes kontakt ásványoknak a képződését nem engedték meg s így a kristályos palák felső csoportját jellemző ásványkombináció jött létre. Az eredeti kőzetanyag kérdésére a vegyi összetétel tárgyalásánál még vissza fogok térni.

2. Fillites kőzetek.

Fillites kőzetek különösen a rétegsorozat legfedőbb részében foglalnak helyet s mikroszkópi jellegük jobban kristályos grafitos-szericites, vagy tisztán szericites filliteknek felel meg s csak azt említhetem fel, hogy kevés biotitot, epidotitot és turmalint is tartalmaznak.

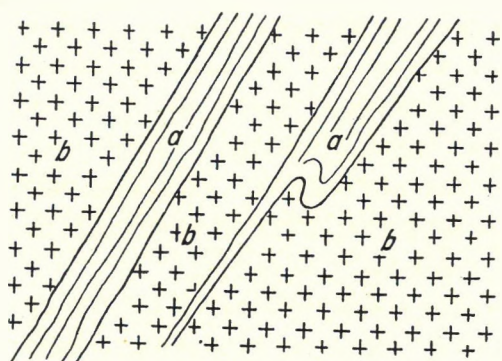
b) Intrúziós kőzetek.

A rendelkezésemre álló idő rövidségénél fogva bejárásaim alkalmával a Vepor tulajdonképpen jellemző durvaszemű gránitgneisz elérésénél a további bejárást rendszerint megszüntettem s ennél fogva ezzel a főcíppal részletesebben nem foglalkozom. Az előbb jellegzett sorozatban intrúziókat alkotó kőzeteket *biotitos gránitnak*, *plagioklász gránitnak* és kvarctartalmú *dioritnak* találtam. Ezek a kőzetek is már többé-kevésbé kifejezett párvonalas lentikuláris szerkezetűek. Az oldalnyomás hatása a mikroszkópi képen abban nyilvánul meg, hogy a plagioklász — csillámpikkelyek és zoisitoszlopocskák kiválása mellett — albittá változott át, a biotit hullámos vonulatok mentén rendezkedik el s a földpátok és a kvarc kisebb-fokú kataklázos tűneményeket mutatnak.

c) Intrúziós jellegű és injekciós kőzetek.

Az intrúziós kapcsolat párvonalas jellege legszemléltetőbben a Roven-től a Sajó kezdő szakaszába befutó árokban, közvetlenül annak torkolata előtt látható feltárva. Mint a mellékelt 1. ábrában látható, a feltárásban a gránitos anyag túlsúlyban van s a mellékkőzet padjai csak 0,1 m vastagságot érnek el. Mindkét kőzetnek szerkezete teljesen párvonalas. Az intrúziós kőzet egy világosabb *gránitféleség* ugyanazokkal a kataklázos jelenségekkel, amint azokat az előbb leírtam. A mellékkőzet biotitban dúsabb *albitos gneisz*. Vékonycsiszolatában a biotit hullámos cikk-cakkos vonulatokban rendezkedik el, vele csaknem egyforma mennyiségben van jelen a *zoisit* is s helyenként kis *gránátszem* is akad.

Míg a leírt feltárás a durva intrúzió példáját nyújtja, más kőzetekben az intrúzió csak injekciós finomságban következett be. Az injekció kitűnően tanulmányozható egy kőzetpéldányban, amelyet ILLES V. a Dobsinától Telgart felé vezető országúton, a Tresnik 1233 m magassági pontjától K-re gyűjtött.



1. ábra. Albitos gneisz padjai a gránitban.
a = albitos gneisz, b = gránit.

albit részletenként sakktáblás ikrezést mutat. A földpátszem közepén plagioklász-zárványok csomósodtak össze, az egyes plagioklász-egyéneket esetleg keskeny kvarclagunák választják el egymástól. Mirmekites képződmények itt alárendeltebb szerepet játszanak, korrodált plagioklász-zárványok végig fordulnak elő. Kiszorítási termékül kvarc és muszkovit is jelentékeny szerepet játszanak. A két ásvány egyénei vagy egyenként, vagy csoportosan ülnek az albitban, sávonként és részletenként azonban túlsúlyba juthatnak. (V. ö. a mellékelt 2. ábrát.) A szabálytalanul határolt kvarcsezemek ritkán tiszták, rendszerint apró



2. ábra. Káliföldpátszem kiszorítása albittal, muszkovittal és kvarccal (antimirmekittel).
A fehér alap egységesen orientált albit.

1 = szétesett albit, 2 = kvarc (antimirmekit), 3 = biotit, 4 = muszkovit, 5 = mirmekit.

Az eruptív eredésű anyag lentikuláris rétegeket, lencsákat vagy ellipszisalakú tereket tölt ki. Összetétele a rendes gránitétől főleg mirmekites képződményekben való gazdagságban tér el. További említést érdemelnek a 2–3 mm szem-nagyságot is felülmúló káliföldpát egyének; utóbbiak egyrészt számos plagioklász egyént zárnak körül, másrészüket albit és mirmekit szorítja ki, úgy hogy némely egyénben az eredeti káliföldpátból csak központosan maradt egy kis mag hátra. Hogy ez a kiszorítás a káliföldpát teljes felemésztésével is járhat, kitérünk egy csiszolatból, amelyet egy kb. 10 mm nagyságú földpátszemből készítettem. A káliföldpát egységes orientációja megtartása mellett teljesen albittal van kiszorítva, mely

albit részletenként sakktáblás ikrezést mutat. A földpátszem közepén plagioklász-zárványok csomósodtak össze, az egyes plagioklász-egyéneket esetleg keskeny kvarclagunák választják el egymástól. Mirmekites képződmények itt alárendeltebb szerepet játszanak, korrodált plagioklász-zárványok végig fordulnak elő. Kiszorítási termékül kvarc és muszkovit is jelentékeny szerepet játszanak. A két ásvány egyénei vagy egyenként, vagy csoportosan ülnek az albitban, sávonként és részletenként azonban túlsúlyba juthatnak. (V. ö. a mellékelt 2. ábrát.) A szabálytalanul határolt kvarcsezemek ritkán tiszták, rendszerint apró albitfoltocskák vannak bennük, úgy hogy mintegy a mirmekit reciprok képét nyújtják (anti-mirmekit).

A vékonycsiszolat más részében szögletesen határolt részletek fő része finom kvarc-keverék, amelyhez csak kevés csillámpikkely s erősen korrodált plagioklászszemecske vegyül. A mellékközetnek látszó részletek anyaga végül réteges, finomszemű, csillámban dús és klinozoisitot is tartalmazó kvarc–albitkeverék. A különböző összetételű részletek s a nagyobb földpátszemek határán is csillámsávok fejlődtek ki.

d) Adatok a Vepor kristályos tömegeinek vegyi ismeretéhez.

A főbb kőzetfajták vegyi összetételének megvilágítására kérésre EMSZT KALMAN dr. barátom 3 kőzetet és pedig egy gránitot és két csomós gneiszt megelemezett. Az elemzések adatai a német szövegben találhatók meg (pag. 14—16) s e helyen csak a belőlük vonható tanulságokat közlöm.

Biotitgránitit. Az elemzés adatai alapján kőzetünk NIGGLI yosemitgránitos magmájába tartozik. A Tatra és a Branyiszko gránitjaitól főleg alacsonyabb mésztartalmában tér el s legjobban hozzá-simul az aranyidai gránit s egy velencehegyeségi gránitporfir vegyi összetételéhez.

Kvarc-albitcsomós gneisz. Átlagosabb összetétel nyerése céljából két kisebb szemnagyságú kvarc-albitcsomókat tartalmazó kőzetpéldányt elemeztem meg. Az egyik az albitban leggazdagabb kőzetpéldány volt, ami egyáltalában rendelkezésemre állott, a másik közelebb állhat az átlaghoz.

A GRUBENMANN-féle kristályos pala beosztásban kőzeteink a szericit—albitgneisz-csoportban nyernének helyet. Míg azonban e kőzeteknek GRUBENMANN-tól közölt elemzéseiben az alkáliakat a káli-túlsúly jellemzi,¹ a mi kőzeteinkre a nátronnak a túlsúlya jellemző.

Az előbb megbeszélt gránititól a csomós gneisz elemzései elsősorban alacsony mész- és magnéziumtartalmukban különböznek, ami vagy aplitos, vagy üledékes jellegnek fogható fel. Az albitban dúsabb kőzet elemzése különben igen közel áll egy amerikai *bostonit* elemzéséhez s tisztán vegyi alapon NIGGLI alkáligránitos magmájában foglalhatna helyet. A másik csomós gneisz elemzése már alkáliákban szegényebb, az Al_2O_3 -felesleg értéke 3.65. Bár a neki megfelelő vegyi összetétel milonitos crupciós kőzetnél is elképzelhető, mégis ez az elemzés az üledékes eredetet is megengedi.

A vegyi összetétel megmagyarázására kétféle feltevés kínálkozik:

1. Feltételezhetjük, hogy csomós gneisz-sorozatunkban már eredetileg alkáli-gránitos összetételű kőzetek is foglaltak helyet. Például kvarcos keratofirral váltakozó, ennek tufájával elkeveredett, vagy régebbi, alkáligránitos összetételű kőzetek feldolgozásából keletkezett üledékes sorozatra gondolhatunk.

2. Kőzeteink magas alkáliatartalma egy az intrúziós-injekciós fázissal kapcsolatos nátrium-injekciós folyamatnak eredménye. Ez a folyamat már azért sem valószínűtlen, mivel tényleges közreműködését az injekciós kőzetek káliföldpátjának elalbitosodásával igazolhatjuk.

Kőzeteink polimetamorfózisa folytán most már el nem dönthetjük, hogy melyik esettel állunk szemben. Nincs különben kizárva, hogy létrejöttüknél mind a két fentjelzett folyamat közrejátszott.

B) FÖDERATA-KVARCITSOROZAT.

Az ezzel a névvel összefoglalt rétegsorozatnak csak fekvőjét alkotja kvarcitpala, míg fedőrésze fillitekből és zöldpalákból tevődik össze.

a) Kvarcitpala.

Ez az egyenletes összetételű, csaknem hófehér, tiszta kvarcitpalából álló sorozat kitűnően követ-hető vezérlőszintet alkot. Bár az előző metamorf sorozatra konkordánsan települ rá, mégis a metamorfózis fokában már lépcsőt jelez.

Főképvisezője kitűnően lemezes, erősen szakadékos *kvarcit*, melynek sima réteglapján sávosan elrendezkedő gyér csillámlemezek a kőzet lineáris nyújtásáról tanúskodnak. Némely válfaja apró *turmalin*-tüket tartalmaz, más válfajai haránttörésükön látható kvarclencsék és csomók alapján apró konglomerátumos

¹ GRUBENMANN: Die kristallinen Schiefer, II. Auflage, Berlin, 1910, pag. 159, Analysen 13—18.

közetből keletkezettek. A mikroszkópos vizsgálatoknál feltűnő gyér *ortoklás*=szemek után következtetve, anyaguk nem a közvetlen, albitban dús fekvőkből, hanem egy távolabbi gránitos hegységből származik. Dobsinától ÉNy-ra, a Scheibe-hegyen előfordul egy kevésbé nyújtott válfaja, amelyet ILLÉS V. „szemcsés kvarcit” gyanánt különböztetett meg. Minthogy a fedőjében előforduló föderata=mészkössorozat is a metamorfózis igen különböző fokán áll, amely éppen a Scheibe-hegytől D-re legkisebb fokú, a kétféle kvarcitok elkülönítésére nem látok okot.

b) *Fillites sorozat.*

A fillites sorozat a fillitek rendes válfajaiból: grafitos=szericites, szericites és ritkábban kloritos=grafitos fillitekből áll. Sajóréde mellett mészkölencse is foglal benne helyet. Míg ez a sorozat a Sajótól É-ra csak csekély vastagságú, a Sajórédtől DNy-ra fekvő pikkelyezett területen nagyobb felszínes elterjedésű s fedő tagul olyan apró csillámpikkelyes agyagpalák is fordulnak elő, amelyek már a szepességi takaró karbon paláihoz hasonlítanak. Amellett ezek a palák erősen, sokszor zeg=zugosan gyűrtek, bennük kvarcos lencsék s kvarc=teleptelések gyakoriak s erősen szakadékosak, azonkívül számos vető, csuszamlási lap harántolja át őket.

Tekintettel arra a körülményre, hogy a szepességi takaró, s ennek legfekvőbb felsőkarbon tagja a Sajótól É-ra véget ér, felmerülhetne az a gyanú, hogy ezek a karbonhoz hasonló palák tulajdonképpen a szepességi takaró alsó, a föderata=fillitcsoporttal összegyűrt része, míg a fedő=tagok az eróziónak estek áldozatul. Minthogy azonban ezek a sötét palák átmenetesekek a fillitekbe s a felsőkarbont jellemző durvább klasztikus tagjait nem találtam meg bennük, őket a fillites csoporttól el nem különítettem.

c) *A fillites csoport zöldkő és zöldpala=közbetelepülései.*

A rendszeren kifejlődött fillites sorozatban rendszerint metamorf diabázközbetelepülések is foglalnak helyet, amelyek a metamorfózis különböző fokán állanak. Míg az ÉK-i előfordulásai tömegesebbek s vékonycsiszolatban diabázos=szemcsés szövet mellett ép augitot is észleltek, a Sajótól D-re már kivétel nélkül amfibolos=epidotos=zoisitos=kloritos=albitos palákká változtak el.

C) FÖDERATA-MÉSZKŐSOROZAT.

Ez a mészkőssorozat az előbbiekhöz viszonyítva már nagyobb vastagságban fejlődött ki. Mint a Föderata=sorozat többi tagjáié, a mészkőssorozat metamorfózisa ÉK-ról DNy felé haladva, nő. A délkeleti területen szemcsés=márványos meszek képviselik a sorozatot, a törési áttolódási síkok mentén többé=kevésbé széles sávban raubakke=szerű breccsákba mentek át. Ezek a raubakke=szegélyek az északkeleti elterjedési területükön sem hiányoznak, a mészkő azonban palásmészkő külsejét mutatja s sötét agyagpalákat is zár körül.

a) *Raubakke.*

Bár üledékes eredésű raubakke keletkezését területünkön nem akarom kétségbevonni, mégis azt tartom, hogy az itt előforduló raubakke túlnyomó része diszlokációs termék. Ezek a sejtes=likacsos képződmények mésszel való összecementeződésük folytán tömeges megjelenésűek s mészkövön kívül fillit= és kvarc=zárványokat is tartalmaznak.

b) *Szemcsés mészkő.*

A szemcsés mészkő rendszerint fehér, többé-kevésbé dolomitos, erősen szakadékos s egyes válfajainak réteglapjain csillámlemezkek is foglalnak helyet.

A sorozat fekvő részében sötét pikkelyes meszek fordulnak elő, amelyek kvarcitrészteket s apró fillitzárványokat is tartalmaznak.

c) *Palás mészkő.*

Ezt a válfaját a Dobsch-patak számos kőfejtőjében találjuk feltárva. Többé-kevésbé jól palásak, világos barnásszürkék, vagy szürkék. Némely válfajuk még kissé finoman márványos, más válfajuk vékony kvarcitlemezeket tartalmaz. Az Elterstein-csúcson sötét gumós mészkő is fordul elő.

d) *Agyagpala.*

A Scheibe alatt levő átbuktatott mészkőszinklinális magjában sötét agyagpala jelenik meg, amely eszerint a Föderata-sorozat legfelsőbb tagja. Ezek a sötétszürke palák mentesek minden homokos hozzákeverődéstől s csak apró csillámpikkelykéket tartalmaznak. A mészkőhatáron világos zöldesszürke szericites palába mehetnek át.

Minthogy az agyagpala a mészkőekkel váltakozik, a mészkősorozattal való összefüggése minden kétségen kívül áll. A palákkal váltakozó mészkővek rendszerint sötét színűek, márgarétegesek s az egész mészkősorozatnak legkevésbé átalakult tagjai.

D) A VEPOR-TAKARÓ ELHATÁROLÁSÁNAK KÉRDÉSE.

Végigtekintve a mellékelt földtani térképen, azt látjuk, hogy a Vepor-sorozat felső Föderata-mészkő-sorozatára sok helyütt a felsőkarbon palás-homokos sorozata látszólagos konkordanciában következik. Felmerülhetne tehát az a nézet, hogy a felsőkarbon palás-homokos sorozata a Föderatamészkő-sorozat eredeti fedőjét alkotja. E nézet ellen szólnak a következő érvek: 1. A Föderatamészkő-sorozat és a felsőkarbon határának pontos követése arról győz meg, hogy ez a konkordancia csak látszólagos s a karbon helyenként az átbuktatott Föderatakvarcit-sorozatra következik. 2. A felsőkarbon a Föderata-sorozat pikkelyeződésében nem vesz részt s világosan összefügg a szepességi takaró képződményeivel. 3. Hogy a Föderata-mészkő nem lehet a felsőkarbon-mészkő egyszerű aequivalense, ez legjobban a Sajó-rédétől ÉNy-ra lévő Taflýova-árok feltárásának tanulmányozásából tűnik ki. Az árokban lefelé haladva a felsőkarbon palás-homokos sorozatának keresztezése után először sötét karbonmészkőbe, majd alapkonglomerátumba s végül kvarcos dioritba jutunk, vagyis a dobsinai normális szelvényt keresztezhetjük, amely merőben eltér a Vepor-takarótól. A karbonmészkő részben elankeritosodott, miáltal a dobsinai karbonmészkőhöz való hasonlósága még feltűnőbbé válik. A mészkő el nem ankeritosodott részeiből korallokat és krinoideákat tartalmazó kőzetpéldányokat is gyűjthettem.

A korallak sajnos már átkristályosodtak, úgy hogy RAKUSZ GYULA csak azt állapíthatta meg, hogy valószínűleg a *Cladochonus*-nemhez tartoznak. E sovány eredmények dacára is ez a kis mészkőrög a kövületes felsőkarbon-mészkő és kövületmentes Föderata-mészkő közötti különbséget fáciesben is világosan szemünk elé tárja.

E) A FÖDERATA-SOROZAT ELTERJEDÉSE A SZOMSZÉDOS TERÜLETEKEN.

A Föderata=sorozat, amint az FOETTERLE és PFEIFFER felvételeiből kitűnik, főelterjedését a területünkkel Ny felől határos Murányi hegységben éri el.

FOETTERLE vizsgálatai szerint a Murányi hegységben a Föderata=sorozatra kövületes werfeni pala települ s erre következik a triasz meszes dolomitsorozata, amely a Murányi fennsíkot alkotja.

F) A FÖDERATA-SOROZAT KORA.

FOETTERLE a Murányi hegység Föderata=sorozatát a dobsinai és jolsvai karbonnal, a kvarcitpala=sorozatot pedig az Alpok szilurjával párhuzamosította (21, p. 217 és 24, p. 145). HAUER F. ellenben a kvarcitokban inkább devont sejtett (32, p. 507). ILLES V. a Föderata=sorozat fillites és sötét agyagpala kőzeteit a karbonba, a kvarcitpalákat a permbe s végül a meszeket a triaszba sorolta (36 p. 140—143). UHLIG V. először FOETTERLE és HAUER nyomdokain haladt (83, p. 694), későbbben azonban úgy vélte, hogy a Föderata=sorozat emlékeztet egyrészt a magastárai kifejlődésre, másrészt a központi Alpok «Schieferhülle»-jére, míg szemes gneiszeink analogiájára a központi Alpok centrális gneisztörmzseinek széli fáciesében találunk (82, p. 525). UHLIG újabb nézete szerint tehát a Föderata=sorozat perm=mezozoos korú volna.

Én magam felvételi jelentésemben a Föderata=sorozat fiatalabb kora ellen nyilatkoztam (69, p. 422). Ez az állásfoglalásom főleg azon a különbségen alapult, amely a Föderata=sorozat közvetlen szomszédságában, a Schlosser Hannes=Grund-ban található kövületes werfeni sorozat s a Föderata=sorozat metamorfózisa között fennáll. S most is, bár természetesen nem tartom elképzelhetetlennek, hogy a két takaróban a perm=mezozoos sorozatnak két, a metamorfózis különböző fokán álló tagja foglal helyet, mégis mindaddig, amíg szerencsés kövületleletek annak ellenkezőjéről nem győznek meg, következetesebbnek vélem, ha a Föderata=sorozatban, jellegének megfelelően, a régebbi paleozoikumnak képviselőit keressük.

II. A SZEPESSÉGI TAKARÓ.

Ebben a takaróban, az előbbivel szemben, a metamorfózis alacsonyabb fokán álló kőzetek foglalnak helyet s a mélységbeli kőzetek csak alárendelt szerepet játszanak. Főközetei azonban mégis másodlagosan palásak s tektonikáját az É felé irányított áttolódások és átbuktatott redők jellemzik. Minthogy továbbá a benne előforduló rétegsorozatok túlnyomó részéből kővület eddigelé még nem került elő, az egyes rétegek koráról a nézetek még igen eltérőek.

Az egyedüli fénysugár ebben a bizonytalanságban a dobsinai felsőkarbon, amely a diorit—amfibolit—tömszre pompás diszkordanciával települ. Ez a diszkordancia, sajnos, inkább csak helyi jelentőségű. A takaró főtömegét alkotó félig metamorf rétegsorozat az uralkodó extruzív kőzetköztelepülések alapján porfiroidos és zöldkővüvre tagozódik. A porfiroidos övet központos elhelyezkedése alapján a takaró legidősebb tagjának vélem. A takaró konglomerátumos és breccsás tagok által jellemzett öve — a konglomerátum öv — zárványai alapján az előbbi sorozatnál fiatalabb s legjobban a permbe helyezhető el.

A) A PORFIROIDOS ÖV.

(ZELENKA és MATEJKA gölnici sorozata.) Ebben a sorozatban erupciós tagokon kívül félig metamorf üledékek is foglalnak helyet.

a) Üledékes eredésű tagok.

Az ideartozó kőzeteket metamorfózisuk alapján két részre oszthatjuk.

1. Fillites csoport.

Különböző válfajú, szericites-, grafitos- és kloritos filliteken kívül e csoportban kvarcitok és kvarcitos homokkővek is települnek, mint ahogy azt Aranyida környékéről is leírtam (67, p. 290).

2. Kevésbé metamorf csoport.

A térképezett terület déli részén a filliteket hamuszürke, vagy ibolyásszürke, mállott állapotban világosszürke színű, apró csillámpikkelyes, homokos agyagpalák váltják fel. Velük szintén világos zöldesszürke, lemezes kvarcithomokkővek s kvarcitok váltakoznak.

Az ebben a sorozatban gyérebben előforduló s részben pirites grafitoidkvarcitok vékonycsiszolatban körösen határolt pigmentmentes kvarcítottokat mutatnak, amelyeket bizonyára radioláriáknak kell

tartanunk. A sorozat agyagpalái a felsőkarbon kőzetek bizonyos válfajaihoz, a lemezes kvarcithomokkövek pedig a konglomerátumöv megfelelő kőzeteihez hasonlítanak. Úgy vélem, hogy ez a hasonlóság készítette BOCKH HUGÓT arra, hogy abban az időben, amikor a dobsinai karbon rétegsorozata még nem volt jobban elhatárolva, a porfiroidos sorozatot a karbontól el nem különítette. Mint rétegsorozatok azonban jól megkülönböztethetők a felsőkarbontól.

b) *Erupciós eredésű tagok.*

1. Porfiroidok.

A szepességi takaró porfiroidos kőzetei leukokrata jellegük s a többnyire jól előtűnő kvarc- és földpátbeágyazásaik alapján rendszerint a szabadban is könnyen felismerhetők. Területünk ilyfajta kőzeteit földpátbeágyazásaik alapján *örtoklás* és *plagioklás*-porfiroidokra oszthatjuk fel.

2. Kvarcos porfirítoid.

Ez a ritkábban előforduló válfaj mikroszkópos képe alapján kvarcos porfirítból keletkezett.

3. Zöldkő.

A porfiroidövben előforduló zöldkőfekvetek, bár ásványos átalakuláson mentek keresztül, vékonycsiszolatban mégis az aprószemű diabázok jellemző szövetét mutatják. Egy ilyen kőzetnek EMSZT KÁLMÁN barátom által végzett elemzése (német szöveg, pag. 29) arra utal, hogy ásványos átalakulásukat bizonyos vegyi átalakulás is kísérte, nevezetesen az Al_2O_3 -tartalom a mész és a magnézium rovására erősen megnövekedett.

c) *A porfiroidok tektonikája.*

A jól rétegzett porfiroidok rétegeinek síkja párvonalas a fillitekével. Ez a másodlagos rétegeességük azonban határsíkjaikkal szükségszerűen nem párvonalas. Ez a viszony különösen a Za Skalou—Poszedni—Friedwald porfiroid-vonulatnál ötlük szemünkbe. A másodlagos rétegeesség itt párvonalasan meredek déli, míg a porfiroid vonulat a hegyhátakon kivastagszik, a közben lévő árkokban pedig tetemesen összeszűkül, tehát határvonalai eredeti lapos szinklinális elhatárolásra utalnak (v. ö. a szelvény-tábla A—B szelvényének megfelelő részét).

B) ZÖLDKŐPALAÖV.

Ennek a sorozatnak üledékes eredésű tagjai közül a karbonátos kőzetekből álló csoport bizonyos különállóságra tarthat igényt.

a) *Karbonátos rétegsorozat.*

Elsőnek AHLBURG J. állapította meg, hogy a zöldkőpalával lemezes mészkövek és szirtes mészkő-lencsék váltakoznak (2, p. 387) s azt sejtí, hogy ez a mészkőpadokkal váltakozó zöldpala-sorozat a tufás fácies átmenetes tagja a mészköves fácies felé, mint azt a Rajnai hegység középső devonjában tapasztalta (l. c., p. 388).

A karbonátos sorozatot részletesebben csak a földalatti feltárásokban s a külfejtésekben tanulmányozhatjuk. Két fővonulat ismeretes, amelyek közül az északi a diorit-amfibolitnak fekvőjében, a déli pedig annak fedőjében foglal helyet (v. ö. a városi altáró szelvényét a szelvény-tábla E—F szelvényében).

A városi altáróban az amfibolit áttolódási síkja után RUFFINYI feljegyzései s az általa félretett kőzetminták tanúsága szerint 1560—1740 m táróhosszban kloritos=szericites és szericites palákat kereszteztek. Erre azután 100 m-en keresztül sósavval nem pezsgő, finomszemű karbonátos kőzetekből álló rétegsorozat következett, alárendelt kloritos=szericites palaközbetelepülésekkel. Egy 1840 m táróhosszban keresztezett vető után azután amfibolittal váltakozó finoman szemcsés mészkőpadok láthatók az altáró végéig; az utóbbi sorozatra még későbbben fogok visszatérni.

A déli karbonátos sorozat az ú. n. GYÖRGY=szideritvonulattal áll összefüggésben, amely közel 4·5 km csapáshosszban ismeretes. A GYÖRGY=szideritvonulat vastagsága szericitpala közbeágyazásaival együtt 18 m-re is emelkedik, míg más helyen vonulását csak szideriterek és lencsék jelzik. Véleményem szerint ez a szideritvonulat a karbonátos sorozat metasztatikus kiszorítása által jött létre. Ennek megfelelően a sziderit aprószemű s akadunk szideritdarabokra, amelyek a karbonátos kőzetek lemezes texturáját mutatják, mi mellett a réteglapjaikat csillámlemezkek borítják. A szideritvonulat fekvője szericites pala, majd világosszürke kvarcit s ezalatt vékony diorittelér következik (l. az idézett E—F szelvényt). Látjuk tehát, hogy a karbonátos rétegsorozatnak a zöldkőpala=sorozattal való összefüggését a kloritos=szericites palákkal való váltakozása igazolja.

A karbonátos kőzet maga rendszerint világosszürke vagy zöldes színű, szerkezete palás vagy kissé nyújtott, réteglapjait kloritos=szericites sávok borítják. Mikroszkópos vizsgálata arra utal, hogy összetételében a kvarcit is nevezetes szerepet játszik, olyaténképpen, hogy kvarcitban gazdagabb és szegényebb karbonátos rétegek váltakoznak egymással. A karbonátos anyag kimaradásával az előbb említett világos-zöldes színű kvarcitok keletkeznek. FOULON a kvarcitok zöldes színét krómcillám hozzákeveredésére vezette vissza (25), a karbonátos=kvarcitos kőzetekben azonban krómot csak nyomokban lehet kimutatni, ennél fogva zöldes színük inkább szericittől (s részben klorittól) ered.

A karbonátos kőzet vegyi összetételét illetőleg egy HORVÁTH BELÁTÓL és egy EMSZT KÁLMÁNTÓL származó elemzés áll rendelkezésünkre (német szöveg, p. 31, 32). A két elemzés tanúsága szerint a kőzetnek 40%-a kavasav, a karbonát pedig többé-kevésbé elankeritosodott dolomit. Bár a kavasav egy része utólagos beszüremkedés eredménye is lehet, a kőzetek mikroszkópos képében jelentkező ritmus annak üledékes eredése mellett tanuskodik. A szericites palákban pedig savanyú erupciós kőzet hamutufájának átalakulási termékét kell látnunk.

A karbonátos kőzetek fenti jellege megmagyarázza azt, hogy a karbonátos csoport kibúvásain a föld felszínén rendszerint vasrozsdás kvarcitokat találunk, míg a tisztább karbonátos rétegek kisebb méretű vaskalapok keletkezésére adtak alkalmat, illetőleg hozzájárultak a közbetelepülő szideritből keletkezett vaskalapok képződéséhez is.

A dolomitos karbonátos kőzeteken kívül a Kälbl=dombon és a Schlosserhügel-től DK-re sósavval pezsgő szericit=réteges mészkőpalákat is találtam, amelyeknek mészkőszalagjai mikroszkóp alatt éppannyira kvarcitosak, mint azt a dolomitos tagoknál láttuk.

b) A karbonátos sorozattal kapcsolatos egyásványos kőzetek.

A városi altáróban a karbonátos sorozattal kapcsolatban muszkovitos és kloritos szirtekből álló vastagabb lencsék is fordulnak elő. Ezeket a kőzeteket, valamint egy kisebb szericitlencse anyagát EMSZT KÁLMÁN barátom megelemezte (német szöveg, pag. 33.). Az elemzések a kőzetek egy-

ásványos jellegét jól tükrözik vissza. A *sericit* elemzése LASPEYRES eredeti szericitelemzésének igen jól felel meg. A CrO benne csak 0.09%-ot alkot, tehát zöldes színét aligha eredményezhette s ez inkább 2.42%-ra rugó ferrovas tartalmának eredménye lehet. A kloritos szirt elemzése a TSCHERMAK értelmében vett Sp_2 At_3 összetételű *klinoklor* összetételének felel meg.

c) Metamorf diabázok és diabáztufitok.

Ebben a sorozatban a következő csoportokat különböztethetjük meg:

1. Valószínűleg tufitokból és üledékekből keletkezett palák.

Tisztább tufás anyagból keletkezettnek tekintem a Sajórédétől \bar{E} -ra, a Kriska Jedla nevű árok két oldalán lefutó mellékgerincen feltárt *albitos=kalcitos=aktinolitos=epidotos=kloritos=sericit* palákat, amelyeknek összetétele lencsés=rétegesen, olykor breccsaszerűen változó. A rendes fillitekbe való átmenetet a zöldpalákkal váltakozó ibolyás színű, vagy ibolyás=zöldes szalagos=sávós fillitek képviselik.

2. Zöldkőpalák, amelyeknek eredeti szövete a metamorfózis folyamán teljesen elveszett.

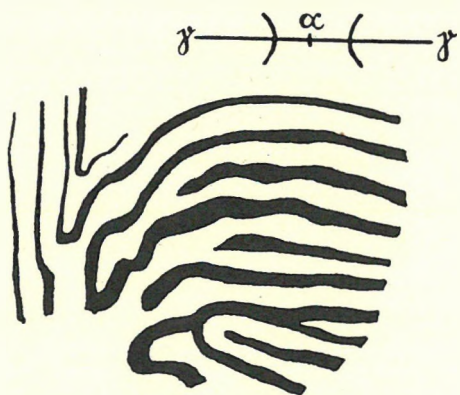
Az idetartozó kőzeteket ásványos összetételük alapján *kloritos=kalcitos=albitos* paláknak, *epidotos=zoisitos=aktinolitos* paláknak és *kloritos=epidotos=albitos* paláknak jelölhetjük.

3. Magnetitoktaederes zöldkővek, felismerhető diabázos szövettel.

Az e fajtájú zöldkővek Dobsinától $\bar{E}K$ -re a Steinberg környékén s tőle \bar{E} -ra fordulnak elő. Bár eredeti ásványos összetételük albittá, aktinolittá, klorittá és pisztacittá, a titánvas pedig leukoxénné alakult át, a kőzetek eredetileg diabázos szövetét mégis többnyire még világosan felismerhetjük. Ezzel a másodlagos, a zöldkőveket jellemző ásványos összetétellel éles ellentétben állanak a 0.1 — 0.5 mm szemnagyságú, részben idioblasztos szemekben, részben perimorfózaszerűen kifejlődött *magnetitoktaederek*, amelyek egy fiatalabb kristályosodási fázis termékeinek látszanak.

4. Biotitos és magnetitoktaederes zöldkővek.

Ezekre a kőzetekre Sajórédétől \bar{E} -ra, a Kriska Jedla ároktól \bar{E} -ra lévő s a 857.8 m-es magassági ponttal rögzített hegyháton akadtam. Az előbbi változattól abban különböznek, hogy magnetitoktaederek bennük ritkábbak, ellenben két átlós irányban üde *biotittal* vannak átszőve. A biotit a magnetithez hasonlóan egy fiatalabb kristályosodási fázisnak kétségtelen bizonyítéka.



3. ábra.

Zoisit és amfibol mirmekites összenövése.

5. Amfibolitos zöldkővek.

Egyik előfordulásuk a György-szideritvonulat fekvőjében a György-tározó környéke. Az itt található zöldkő a többitől főleg abban tér el, hogy nagyobb felét világoszöld *amfibol* alkotja. A másik előfordulás a Windseck-csúcs északi oldala. Az itteni amfibolitot jellemzi nyugtalan összetétele, mely világosabb és sötétebb árnyalatú részletek váltakozása által jön létre, a sötétebb részek 6 mm nagyságú s szögletesen határolt foltokat is alkothatnak. Vékonycsiszolatban a világosabb részeket a *zoisit* túlsúlya, a sötéteket pedig az *amfibol* túlsúlya jellemzi. A *zoisit* gyakran mirmekites összenövést mutat egy ásvánnyal, amelyet amfibolnak

tartok (v. ö. a 3. ábrával). Ez a kőzet már közel áll a később leírandó gabbroamfibolitokhoz s benne eredeti erupciós breccsát kell sejtünk.

d) *A déli zöldkőpala=vonulat.*

A porfiroidövön túl délre az Aranyhegy táján ismét zöldkővekre akadunk. Az Aranyhegy (Radzim) ÉNy-i lejtőjén előforduló zöldkővek földpátban gazdagabb *spilitporfir*itokból keletkezettek.

Ezzel szemben az Aranyhegy DNy-i lejtőjén előforduló zöldkőpalák túlnyomó részét, már *crossit*szerű amfibol jellemzi (v. ö. ŠUF 79). Ez ugyanis az az amfibolfajta, amelyet régebben glaukofán=szerűnek jelöltem (68). Először MICHEL=LÉVY írta le, majd MURGOČI, JOHNSON és BROWER kimutatták, hogy ezek a válfajok a crossit és glaukofán között foglalnak helyet. Tengelysíkjuk normál-szimmetriás elhelyezkedése alapján őket legjobban crossitszerűnek jelölhetjük. A falucskai amfibol adatai, mint ezt a következő táblázatból kivehetjük, leginkább a MICHEL=LÉVY által leírtak felelnek meg.

Lelelőhely	c β-szög	2 E	2 V	Pleochroizmus		
Falucska (ROZLOZNIK)	3·5 - 6·5	56—60	33—36	Ibolyás kék	Égkék	Világos sárgászöld
Versoix (MICHEL=LÉVY)	3°		35—40°			
Alsó Keletindia BROWER	12—18°	80—100			Sötétkék	Halvány sárgászöld v. közel szintelen

Az említett amfibolfajták mind kristályospala=kőzetekben fordulnak elő. Én régebbi munkáimban a falucskai kőzet elemzése alapján teralitos kiindulási kőzetre következtettem. Az Aranyhegy délnyugati oldalán vele együtt elalbitosodott diabázok is fordulnak elő.

Az idők folyamán ezt a fajtájú zöldkövet a Szepes—Gömöri Érc-hegység déli peremének különböző helyeiről találtuk meg. BOCKH H. Falucska, Barka és Kovácsvágás határában mutatta ki, ACKER V. Csetnektől K-re s most már az Aranyhegy mellől is ismeretes. A kőzetet mintegy az alpesi gloggnitz-i pisztrángkő kárpáti analogonjának tekinthetjük.

C) FELSŐKARBON ELŐTTI INTRÚZIÓS KŐZETEK.

WOLDŘICH mutatta ki, hogy a dobsinai kobalt-nikkel-telérek hol gabbrónak, hol dioritnak (9, 55, 50, 65, 90 stb.) leírt mellékkőzete az északibb területen gabbroamfibolitnak felel meg s az egész tömegre a gabbroamfibolitbatolit nevet javasolta (90, p. 27). Én magam kimutattam, hogy ez a név csak az összefüggő vonulat északi szegélyét illeti meg, míg déli része a régibb vizsgálatoknak megfelelően *kvarcos diorit*. WOLDŘICH újabb munkájában mégis ragaszkodik a gabbroamfibolit tömzs elnevezéshez s ráutal arra, hogy nézetét a dobsinai szerpentin is alátámasztja (92, p. 12).

A rendelkezésünkre álló elemzések tanúsága szerint a kvarcos diorit NIGGLI kvarcos diorit=magmájához, az Ebersberg amfibolitja az ossipitgabbroid=magmához, a Gugl amfibolitja pedig a normális gabbroid magmához tartozik. A felszíni kibúvásokban a bázisos tagok vannak némi túlsúlyban, az aljáró szelvényében pedig a kvarcos diorit. Ha ilyirányú részletesebb tanulmányok híján a kvarcos

diorit- és gabbroamfibolit-elemzések számtani közepesét vesszük, úgy NIGGLI normális dioritos magmájába, a szerpentin beleszámításával pedig valószínűleg gabbrodioritos magmájába jutunk, tehát még dioritos magmái körében maradunk.

Ami a dobsinai intrúziós kőzetek ásványos összetételét illeti, ezek mezozonális jellegű metamorfózis bélyegeit mutatják, amelyek annál szembetűnőbbek, minél bázisosabb taggal állunk szembe. Az intrúziós tömegben belül a következő válfajokat ismertem meg:

a) *Kvarcos diorit.*

Rendszerint aprószemcséjű, párvonalas-lentikuláris szerkezetű kőzet. Földpátja *oligoklász*, mely olykor a hidrolitos szétesésnek még csak alacsony fokán áll. A *biotit*nak hasábfalakú keresztmetszeti harántcsiszolatban hullámos vonulatokban, szigorú párvonalasság nélkül rendezkednek el, s elvértve *gránát*-szemeket is zárnak körül. Némely kőzetben *amfibol* is van jelen.

A kőzet epizonális préselés nyomait is mutatja, ennek termékeit azonban a termális elváltozások termékeitől nem tudjuk megkülönböztetni.

Teljesen azonos összetételűt mutat a Sajórédétől ÉNy-ra, a karbon fekvőjében felfedezett kvarcos diorit-rög is, amelyről már a Vepor-takaró tárgyalásánál is megemlékeztem.

A diorit termális elváltozása a plagioklász elcsillámosodásában s a színes alkotórész elkloritosodásában nyilvánul. A sziderites ércelőfordulások szomszédságában uralkodó az elkarbonátosodás. Gyakori a szulfidokkal való impregnálás is s helyenként *turmalin*-fészkek is képződtek.

b) *Biotitos granitit.*

A Hopfgarten-árok jobboldali mellékkárában két tömböt találtam, amelyek granititnak felelnek meg.

c) *Kvarcos dioritaplit.*

A Jakobi-táró vájójége előtt a kvarcos diorit rétegességével párvonalasan aplit=teleptelér hatolt be, amely maga is párvonalas szerkezetű. Ez a megfigyelésem arra utal, hogy a párvonalas szerkezet létrehozó oldálnyomás az intrúzió folyamatával időben összeesett. A kőzet alkotórészei: *kvarc*, *plagioklász*, *ortoklász*, *muszkovit* és *zoisit*.

d) *Amfibolit.*

Az intrúziós tömeg északi szélének főkőzete aprószemű, sötét, földpátos amfibolit. Néha sötétebb és világosabb sávok vállalkozását mutatja, máskor leukokrata slirek láthatók benne. Főalkotórésze *amfibol*, a földpát rendszerint kisebb felét alkotja. *Földpátja* teljesen elváltozott, úgy hogy szélein még *zoisit* és *zoisitos mirmekit* felismerhető, belseje ellenben az apró újképződésektől felhősen zavaros s fel nem oldható.

e) *Diopszidos amfibolit.*

Ezt a válfajt a jeruzsálemhegyi karbon fekvőjében gyűjtöttem. Színes főalkotórésze *diopszid*; nagyobb egyénei szivacsos vázszerűen fejlődtek ki, az üregeket felhősen zavaros *földpát* tölti ki. Olykor homoaxikusan összenőtt *amfibollal*, amely önállóan is fordul elő.

A *plagioklász* elliptikus tereket tölt ki, olykor centrikus szövetű s belsejét gránát foglalja el.

f) *Szerpentin.*

A dobsinai szerpentinrel s a vele kapcsolatos aszbesztelőfordulásokkal RAKUSZ Gy. több értekezésében részletesen foglalkozott (55—58). A dobsinai szerpentin a zöldkőpalaöv karbonátos rétegsorozatát törte át s ennél fogva korát biztosan nem dönthetjük el. Minthogy ILLES V. kimutatta, hogy a Dobschpatak mellékárában — a Dankesgründelben — egy szerpentinrel a werfeni sorozatot föri át, mezozoos korára is lehetne gondolni. Minthogy azonban a triászban áttörő szerpentin nem tartalmazza a dobsinai szerpentin jellemző zöld gránátot, amely párvonalas elrendezésével a mezozonális metamorfózis termékének látszik, egyelőre a triászkorú szerpentinektől elkülönítem s e helyen írom le.

g) *A karbonelőtti mélységbeli kőzetek intrúziós kapcsolata.*

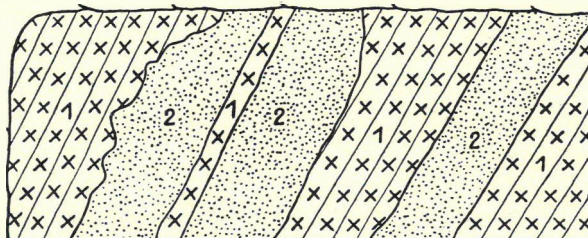
ZEUSCHNER óta (98) több kutató, mint POSEWITZ T. (55, p. 79), VOIT (97, p. 714) és újabban KETTNER is (40, p. 29) a gabbrodioritos kőzetek és a zöldkőpala-sorozat összetartozandósága mellett foglalt állást, míg ANDRIAN, HAUER F. s kezdetben WOLDŘICH is a gabbrodioritos kőzetek intrúziós jellegét hangoztatták. AHLBURG J. nézete szerint pedig viszont a gabbrodioritos tömeg a Dobsina környékén feltárt sorozat legidősebb tagját alkotná (2) s ehhez a nézethez csatlakozott újabban WOLDŘICH is (92, p. 13).

Én magam 1913-ban a gabbrodioritos kőzetek intrúziós kapcsolata mellett nyilatkoztam. A kérdés elbírálásánál a következő szempontokat kell szem előtt tartanunk:

Minthogy a gabbrodioritos sorozat már metamorf faciést képvisel, rendesen kifejlődött kontaktudvarokat sem lehet várnunk. Másrészt a gabbrodioritos kőzeteket nem kísérik mindig nagyobb kiterjedésű kontaktudvarok s utóbbiak kifejlődése függ a magma agents minéralisateurs-tartalmától, attól a kéregmélységtől, amelyben az intrúzió történt s végül a mellékkőzet mineműségétől is. Például már az aranyidai területen is a kétségtelenül intrúziós gránitok körül csak igen alárendelt kontakthatásokat találunk (67, p. 292).

A nagy gabbrodioritos tömegnél a kérdés tanulmányozását az a körülmény gátolja meg, hogy ezt a földalatti feltárások tanúsága szerint a zöldkőpala-sorozat felé áttolódási síkok határolják, amely áttolódási síkok mentén valószínűleg nagyobb méretű elmozdulások következtek be (v. ö. a szelvénytábla E—F szelvényét). A György-szideritvonulat fekvőjében lévő vékonyabb diorittelért szintén tektonikai síkok határolják, a dioritot dél felé övező zöldkő azonban annyiban tér el a többitől, hogy palás amfibolit alakjában van kifejlődve. Ez a válfaj mikroszkópos képe alapján eltér a gabbroamfibolitoktól s nincsen kizárva, hogy keletkezésénél a diorit intrúziójával egybekötött kontakt hatások is játszottak szerepet. Hogy a zöldkő-sorozat s karbonátos üledékeinek metamorfózisából mennyit lehet a gabbrodioritos intrúzió s mennyit regionális metamorfózis számlájára írni, annak eldöntése most nem igen lehetséges; azt hiszem azonban nem tévedek, ha a tárgyalat egyásványú kőzetek képződését kontakt hatásra vezetem vissza.

További fontos támpontokat nyújt az altáró végső szakasza. Az altáróban 1841 m táróhossz után annak végéig amfibolitok vannak, amelyeknek összefüggését csak néhány karbonátkőzetpad szakítja meg. Az altáró szóbanforgó szakaszának szelvényét a 4. ábrában mutatom be. Ez a szelvény világosan



4. ábra. A dobsinai altáró végső szakaszának szelvénye.
1 = aprószemű gabbroamfibolit. 2 = szemcsés mészkő.

igazolja, hogy az amfibolit a karbonátos sorozatba intrudálva belehatolt. Ez az amfibolit pedig a rendes gabbroamfibolittól csak valamivel apróbb szemnagyságában különbözik.

A kérdés eldöntésénél végül még segítségünkre lehetnek a *magnetit* s *biotit*-tartalmú zöldkövek is. A biotit és magnetit újképződése ugyanis világosan arra utal, hogy a diabázokat zöldkőpalákká átalakító diszlokációs=metamorf folyamatot még egy magasabb hőmérséklet s csekélyebb oldalnyomás által jellegzett átkristályosító fázis követte, amelyet éppen lokális jellege folytán a gabbrodioritos magma intrúziójával hozhatunk összefüggésbe. Végeredményben tehát a mélységbeli kőzetek intrúzióját időben elválasztom a diabázok és porfiroidok extrúziójától s őket az aranyidai és szulovai gránitintrúzióval egykorú folyamat termékének tartom.

A szepességi takaró felsőkarbonelőtti kialakulását tehát a következőképpen képzelhetjük el. Az ópaleozoos korú és idősebb (?) üledékes és effúziós képződményekből álló rétegsorozat a szudétai (?) orogén fázisban lánchegységgé tornyosodott fel s e folyamat kapcsán képződményei epizonális metamorfózist szenvedtek. Ennek a hegyképződési folyamatnak végső fázisában mélységbeli kőzetek intrudáltak. Az oldalnyomás működése az intrúziós folyamaton túl is terjed s bélyegeit az intrúziós kőzetekre s azok kontaktképződményeire is rányomta.

Az így keletkezett hegység felsőbb emeleti még a felsőkarbon előtt a letarolásnak áldozatul estek, úgy hogy a felsőkarbon tenger már a szabaddá vált intrúziós kőzetekre is transzgradálhatott s alapkonglomerátumja már a diorit kavicsaiból épülhetett fel. A dobsinaihoz hasonló, amfibolitós gránitkavicsot tartalmazó konglomerátumnak regionálisabb elterjedése a szepességi takaró peremén arról tanuskodik, hogy az intrúziós kőzeteknek nagyobb elterjedésük volt, mint azt a jelenlegi felszíni feltárások alapján sejthetjük. Hegységünket későbbi hegyképző folyamatok tovább alakították át. Ezeknek folyamán rétegsorozatunk már nem került nagyobb kéregmélységbe s a hegyképző folyamatok főleg áttolódásokban váltódtak ki. Az áttolódások következtében a hajdanta szélesebb földkéregrészt kisebb terjedelmű kéregsávra tolodott össze, a régi hegység széles sávjai teljesen elfedettek s egymástól eredetileg nagyobb távolságra fekvő hegységrészek közvetlen érintkezésbe kerültek. Ilyen körülmények között nem csodálkozhatunk azon, ha az eredeti összefüggéseket közvetett megfigyelésekből kell rekonstruálnunk.

D) FELSŐKARBON.

A felsőkarbon kétségtelenül Dobsinának legérdekesebb rétegsorozata. Egyrészt azért, mivel a tengeri karbont a Kárpátok ívében belül e helyen fedezték fel. De még jelenleg is, amikor a kövületes felsőkarbont a Szepességi takaró más helyeiről is ismerjük, a dobsinai lelőhelyet úgy a kövületek gazdagságát és megtartási állapotát, valamint a rétegsorozat gazdag tagoltságát illetően még mindig az elsőség illeti meg.

A felsőkarbon faunáját RAKUSZ GY. részletesen ismertette. Monografiáját a földtani viszonyok részletes leírásával az alábbiakban egészíthetem ki.

a) A felsőkarbon rétegsorozat elhatárolása.

KISS A., a dobsinai karbon felfedezője, grauwakke=képződményében 3 alcsoportot különböztetett meg (41). Ezek közül csak az első kettő: a kövületes agyagpala és a mészkőcsoport tartozik biztosan a karbonba, míg a tulajdonképpeni grauwakke s homokkő csoport korát illetően igen eltérők a nézetek.

ANDRIAN kezdetben a permhez, később az alaphegységhez sorolta, VOIT ismét karbonnak véli, ILLES perm kora mellett nyilatkozott, míg WOLDŘICH a Szepességi takaró legfekvőbb tagjának tartotta (98, p. 6). A tényleges karbon szelvényét a szideritkülfejtések területén először AHLBURG J. közölte, de ő a szelvény két alsó tagját: az alapkonglomerátumot s az elszideritesedett mészkövet még feltételesen a devonba sorolta s csak a véleménye szerint az előző tagra diszkordánsan települő legfedőbb agyagpala—homokkőtagot vélte karbonnak (2). Én magam a két alsó tag karbon korát is kimutattam, s megállapítottam, hogy a fedő tag a FRECH által leírt faunát zárja körül, míg a középső meszes=márgás sorozat egykorú a jeruzsálem=hegyi sorozattal, amelynek KISS A. által gyűjtött kövületeit SUESS E. határozta meg. A dobsinai faunát FRECH FR. alsókarbonnak vélte. RAKUSZ GY. alapos vizsgálatai alapján azonban a dobsinai karbon teljes szelvényének PAPP K., KAYSER E., BOCKH H., ALHBURG és WOLDŘICH által már részben sejtett felső karbon kora kétségtelen, éspedig pontosabban a felső moscovium=mal van dolgunk.

Míg így a dobsinai rétegek korkérdése megoldódott, elhatárolásukat illetőleg még bizonyos nehézségek állanak fenn. Mindenekelőtt KISS A. grauwakke=sorozatát „konglomerátum=öv” néven elválasztom a biztos felsőkarbontól s korát a permbe helyezem. Az így hátramaradó tengeri eredésű felsőkarbon három vonulatban rendezkedik el, amely közül a középső a diorit=amfibolit tömzsön nyugvó rögöket foglalja magában, a másik kettő közül az egyik tőle É=ra, a másik pedig D=re fekszik.

b) A diorit=amfiboliton nyugvó felsőkarbon=rögök.

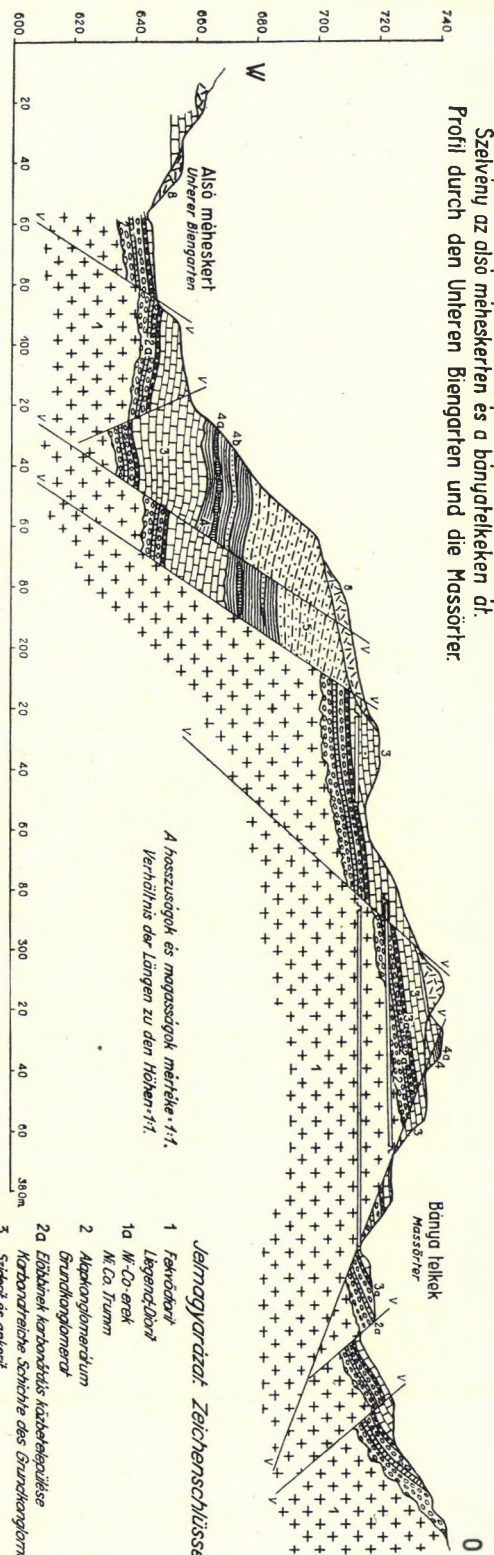
Amikor a dobsinai karbonról beszélünk, akkor ezalatt rendszerint ezeket a rögöket értjük. Ezekkel kapcsolatosak ugyanis az ismert dobsinai metasztatikus sziderit=előfordulások, s a kövületek túlnyomó része is ezekből került elő.

A felsőkarbon tagolása. Mint azt a dobsinai karbonnak RAKUSZ munkájában található gyűjtő-szelvényéből kivethetjük, a felsőkarbon a fáciesben elérő rétegek és kövületes szintek egész sora alkotja. A térképezésnél azonban csak három főcsoportot, ú. m. a fekvő alapkonglomerátumot, a közbülső mészkő= és agyagmárga=csoportot s a fedő homokkő=pala csoportot különböztethetjük meg. Az utóbbiban konglomerátumok s alján mészkőpadok is foglalnak helyet.

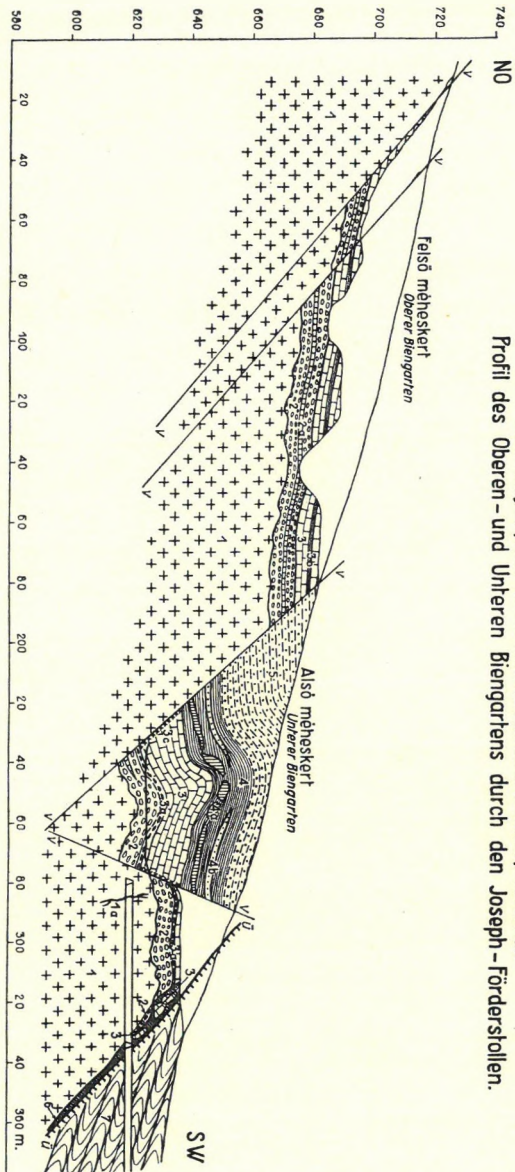
A rétegsorozat különböző tagjainak faciológiai vonatkozásait RAKUSZ GY. részletesen tárgyalta. Én csak még az alapkonglomerátumról óhajtok néhány adatot közölni. Legnagyobb vastagsága 8 m. KOPETSCHKE igazgató úr szíves közlései szerint az Alsó Méheskert külfejtésében a fekvődioritnak csak zsákszerű mélyedéseit tölti ki s benne a durván kavicsos anyag 3 szintben tér vissza. Meg kell azonban jegyeznem, hogy véleményem szerint az alapkonglomerátum helyenkénti hiányát a legtöbb esetben tektonikai okokra kell visszavezetni.

Különbben az alapkonglomerátum, sőt dioritos kavicsai is szintén sziderittel=ankerittel és kvarccal való kizsoritást szenvedtek. Hangsúlyoznom kell még, hogy az alapkonglomerátum kvarcos=diorit kavicsainak texturája és mikroszkópos képe már teljesen megfelel a helytálló kőzetek szerkezetének, tehát ezt már a felsőkarbon előtti időben nyerték. A kvarcos dioriton nyugvó alapkonglomerátum görgetegeinek főanyaga kvarcos diorit, csak elvétve akadnak közöttük kvarc, kvarcit, továbbá elváltozott amfibolitnak, valamint egy idősebb karbonátos kőzetnek görgetegei is.

Szelvény az alsó méheskerten és a bányatelkeken át.
Profil durch den Unteren Biengarten und die Massörter.



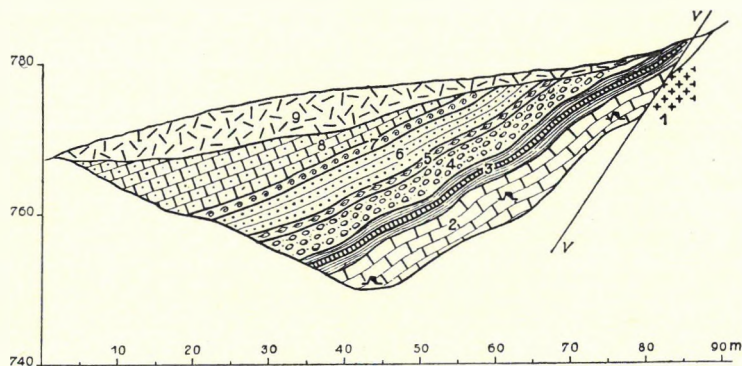
Szelvény a felső- és alsóméheskerten s a József-táron át.
Profil des oberen- und Unteren Biengartens durch den Joseph-Förderstollen.



5. és 6. ábra.
Szelvények az Alsó-, Felső-Méheskerten és a Bányatelkeken át.

A diorit=amfibolitvonulaton nyugvó karbonrögök közül a Farkas=pataktól K-re fekvő rögökben a középső mészkő=agyagmárga sorozat csaknem teljes egészében a sziderittel=ankerittal való kiszorításnak esett áldozatul (Gugl=rög, Bányatelkek, Alsó= és Felső Méheskert, Mihálytelek és Köhegy). Az ezekre a vasérc=előfordulásokra telepített külfejtések éppen a teljes karbon szelvényt tárták fel.

Az Öreghegy környéki külfejtésekről kitűnő képet nyújt az a részletes bányatérkép, amelyet PANTÓ DEZSŐ bányatanácsos úr a M. Kir. Földtani Intézet megbízásából 1913-ban felvett s amelyet földtani jelzésekkel kiegészítve a mellékelt táblán közlök. Ezen a térképen s a hozzávaló 5. és 6. ábra szelvényeiben a karbonrögök erős elvetődöttségét igen jól láthatjuk. A külfejtéseknek s földalatti föltárás=soknak részletesebb leírását a német szövegben közlöm s e helyen csak az öreghegyi vasércelőfordulások gyakorlati jelentőségéről fogok szólni. Ezek mind szerényebb méretű előfordulások voltak, pl. a városi külfejtésekből (Mihály, Felső Méheskert és Bányatelkek) az 1869—1908 közötti években mindössze 385—465 tonna vasércet termeltek. A még rendelkezésre álló készlet igen csekély s el lehetünk készülvén arra, hogy egy évtizeden belül a bányászati tevékenység egészen megszűnik s a külszíni fejtések pompás feltárási az összeomlásnak s teljes elvadulásnak esnek áldozatul.



7. ábra. A Mihály=külfejtés Ny-i fejtési falának szelvénye 1914-ben. 1 = diorit, 2 = sziderit=ankerit, 3 = sötét grafitos pala, sötét dolomit- és homokkőközbetelepülésekkel, 4 = világos színű konglomerátumos homokkő, nagy muszkovitpikkelyekkel, 5 = grafitos pala levélenyomatokkal, 6 = limonitosan málló, világos színű, csillámos, palás homokkő, 7 = kövületes pala, 8 = homokkő, 9 = törmelék.

Mint azt a földtani térképről leolvashatjuk, a Kis Farkasvölgy lefutását haránttörés írta elő. Említettük már, hogy az ezen a harántvetődésen túl Ny=felé előforduló karbon rögökön a metasomatikus kiszorításnak csak csekély nyomait tapasztalhatjuk, míg a karbon túlnyomó része eredeti minőségében maradt fenn. Ezekben a rögökben különösen a középső mészkő=, agyag=, márga= és pala=csoporthat tanulmányozhatjuk. Faunájuknak főlelőhelyei a két Farkas=árok között fekvő „Öt Bükk” nevű dűlő és KISS eredeti lelőhelye: a Jeruzsálem=hegy.

c) A dioritamfibolit=tömegtől északra és délre fekvő karbonvonulatok.

Mihelyt a karbon az összefüggő dioritamfibolit tömzsön kívül esik, rétegsorozata hiányossá válik és csupán a teljes karbonszelvény felső homokos=palás sorozatának megfelelő tagokat foglalja magában. Másik feltűnő belyege az is, hogy részletekbe menő gyűrődési folyamatnak jellegeit mutatja. Minthogy a triász tagjain ez a gyűrődési folyamat már nem érvényesül, egy a felsőkarbon után bekövetkezett újabb

gyűrődési fázisra kell következtetnünk. Az összefüggő diorit=amfibolit=vonulatnak szerepét abban kell látnunk, hogy merev, gyűrődésre nem alkalmas tömege megvédte a rátelepülő karbonrétegeket is s ezek mintegy gyűrődéses árnyékba kerültek.

1. Az északi karbonvonulat.

Ez a vonulat pikkelynek felel meg, melyet egészen a Sajóig 10 km csapáshosszban követhetünk. A pikkely keleti része magasabb fekvésű, minélfogva a karbon csak a hegyhátakon jelenik meg, míg a közbenfekvő árkok felé kiékel. A Birkeln-hegyen s a LANYI-kohótól K-re lévő pikkelyrészleteket még vékony dioritsáv övezi s rajtuk néhány kutató=táró hányója foglal helyet. A hányókon sziderittel áterezett paladarabokat s limonitosan málló mészdarabokat is találtam. A föld felszínén megjelenő sötét mészkő=padokat azonban még a dobsinai szelvény legfelső tagjának alsó padjaival gondolom párhuzamosíthatani.

A sorozat jellegzetes kifejlődése itt a LANYI-kohónál kezdődik s Ny=felé összefüggően 7 kilométer távolságra követhető. Legjobb feltárásai a városi kohótól ÉK-re lévő régi fejtések. A sorozatban homokköveken, homokos palákon és agyagpalákon kívül konglomerátumos=breccsás tagok is fordulnak elő. Utóbbiak főleg kvarckavicsokat zárnak körül. A sorozat homokkövcit s homokos paláit muszkovitpikkelyekben való gazdagságuk jellemzi. Egy homokos válfajnak mikroszkópos vizsgálata arra utal, hogy a sorozat anyagát gránitos gneisz alkotta hegységből nyerhette. A palás=homokos tagokat finom ráncosodás, másodlagos paláság s grafitos=szenes pigmenttől eredő sötét szín jellemzi. A Moks=gründelben grafitos=palás mészkő kibúvási is láthatók s e helyen régi kutatások egy grafitoidtelepecskét is tártak fel, amelynek elemzését NOTH közölte (2).

Kövületekre ebben a vonulatban csak a városi kohótól ÉK-re lévő régi fejtésekben sikerült akadni. A konglomerátumokat itt vaskohók számára tűzálló építőkönek, a palás homokkővet és homokos palát járdaburkolókönek, a tiszta palát pedig fedőpalának fejtették. A palás tagokban rosszul megtartott növényi maradványok nem éppen ritkák, jobb kövületek — különösen trilobiták — azonban csak a tiszta agyagpalából kerültek elő. RAKUSZ GY. a trilobitákat a dobsinai felsőkarbonban is előforduló fajokkal azonosítja s a pala képződési helyét a mélyebb neritikumba helyezi. RAKUSZ ennélfogva lehetségesnek tartja, hogy a szóbanforgó agyagpala a középső agyagmárga=mészkő sorozat ekvivalense, de nem tartja kizártnak a normális profil tagjainál fiatalabb korát sem (61, p. 140).

Mínthogy azonban, mint azt már többször megemlítettem, Sajórédétől É-ra sikerült az ismét a föld felszínére kerülő dioriton a teljes dobsinai szelvényt megtalálni, a most tárgyalt homokos=palás vonulatot minden valószínűség szerint csak a teljes karbonszelvény legfelső tagjával lehet párhuzamosítanunk, mi mellett valószínű, hogy ebben a szemlátomást vastagabb sorozatban fedőbb tagok is maradtak meg, mint a dobsinai szideritbányák erősen letarolt területén.

Egy másik lehetséges magyarázattal a következő fejezetben fogok foglalkozni.

2. A diorit=amfibolit=tömegtől D-re levő karbonvonulatok.

A karbon=közeteknek e vonulatokban is mutatkozó erőteljesebb nyomásokoizta metamorfózisa kapcsolatban azzal a ténnyel, hogy a karbonszelvény két mélyebb tagját e területen nem sikerült kimutatnom, régebben arra készítetett engem, hogy e vonulatokat a karbonhoz való hasonlóságuk hangsúlyozása mellett a felsőkarbontól egyelőre elkülönítsem (68, p. 389).

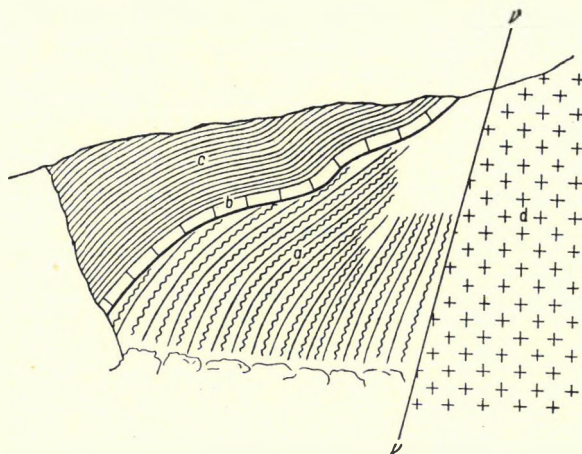
Az újabb tapasztalatok alapján azonban ez a megkülönböztetés felesleges. A felsőkarbon az Öreghegytől délre három pikkelyben rendezkedik el. A legészakibb pikkelyben KOPETSCHKE igazgató és SÜF J. urak az új autótút bevágásában a karbon felső sorozatának kövületeire találtak (80, p. 115) s e helyen RAKUSZ Gy. is gyűjtött kisebb faunulát (61, p. 12). A dobsinai karbon felső sorozatára valló kövületnyomok más helyekről is kerültek elő (61, p. 12): az Ágoston külfejtésből s a Kőhegytől É-ra egy helyről, melyet már VOIT is lelőhelynek jelölt ki.

A déli pikkelyek felsőkarbon tagja rendszerint fedőjét alkotja a zöldkőpalasorozatba sorolt karbonátos üledékes sorozatnak. Ez a település arra a gyanúra is szolgáltathatja okot, hogy ebben a — amint már említettük — sokszor elszíderitesedett karbonátos sorozatban csak a karbon középső meszes tagjának metamorf fáciesét lássuk. A kövületekkel is kimutathatóan karbon sorozatnak a karbonátos rétegsorozatba való települése jobban csak a két Farkaspatak egyesülésénél fekvő Ágoston-külfejtésben volt feltárva. Ez első pillantásra teljes diszkordáns település benyomását kelti, részletesebb vizsgálatnál a település azonban zavartabb, semhogy tektonikai úton létrejött diszkordancia lehetőségét teljesen kizárjuk (v. ö. a 8. ábrát).

A karbonátos sorozatnak a karbon mészkő-sorozattal való összehasonlításánál kitűnik, hogy a karbonátos sorozat vékonypados s szalagos mészkő-típusú, erősen kvarcitos, mi mellett kvarcitban dúsabb és szegényebb rétegek ritmikusan váltakoznak, míg a karbon mészkő tiszta s csak márgás agyagpalákkal váltakozik. A karbonátos sorozat metamorfózisa is erőteljesebb, mint azt annak felsőkarbon kora mellett a fedőkarbonsorozat nyomásokoza metamorfózisa után várhatnók.

Végül a karbonátos sorozat alján lévő kvarcitot aligha lehet az alapkonglomerátummal párhuzamosítanunk s a tényleges karbon fekvőjében lévő karbonátos tagokat nem lehet megkülönböztetni azoktól, amelyek a zöldkősorozattal állanak tényleges összefüggésben.

Ha tehát kitartunk a karbonátos sorozat idősebb kora mellett, úgy a karbon felső tagjának transzgressziójára kell következtetnünk. Ezt a kérdést a következő fejezetben fogom tárgyalni.



8. ábra. Az Ágoston-külfejtés Ny-i felének szelvénye 1913-ban. d = diorit, a = ankeritosan málló karbonátos közelsorozat, b = csillámos, sötét mészkőpad, c = sötét pala mészkőpadokkal (b és c a felsőkarbonba tartoznak).

d) Az infrawestfáliai diszkordancia kérdése.

Ismeretes, hogy AHLBURG J. a felsőkarbon mészkőnek szideritvel való kiszorítását felsőkarbon előtti folyamatnak tekintette. Megfigyelései szerint ugyanis a karbon felső palás-homokos sorozata már gyenge diszkordanciával nyugszik a sziderit=ankeritfömszőkön s a fedősorozat grauwakkéi már sziderit=ankerit=görgetegeket zárnak körül. (2, p. 333). Minthogy azóta az elszíderitesedett mészkő felsőkarbon kora bebizonyosodott, jelenleg már csak a szideritesedés folyamatának infrawestfáliai kora jöhetne számba. Mint azonban arra már RAKUSZ Gy. is ráutalt, a metasomatózis nyomait a fedősorozat fekvő mészkő-padjain is ki lehet mutatni (61, p. 12) s a fedősorozat kövületeinek limonitos mállása arra utal, hogy

ezek is az ankerittel=sziderittel való kiszorítást szenvedték (61, p. 12). Végül a fedősorozat homokos= palás tagjaiban is sikerült ankerit=ereket megfigyelnem. Hogy az elszideritesedés túlnyomólag a mészköveket érte, ez a metasztatikus kiszorítás folyamatából önként következik. Elszideritesedés áldozatául eshettek a grauwakke esetleges mészkőzárványai is, amint ezt az alapkonglomerátum dioritgörgetegein is kimutathattam.

A szideritesedés folyamatától független kérdés az AHLBURG által felvetett diszkordancia kérdése. AHLBURG nézetéhez későbbben WOLDŘICH is csatlakozott s ezzel a diszkordanciával az alsó- és felsőkarbont gondolta elhatárolhatni (92, p. 14—16).

Ennek a diszkordanciának eldöntése a feltárások változó állapota s karbon erőteljes összevetődöttsége miatt már igen bajos. A karbon tektonikájának vizsgálata közben apró púpszerű felboltozódások ötlenek szemünkbe. Ezeket már AHLBURG is megfigyelte s keletkezésüket helyesen a karbonátos oldatoknak felszállási útjául szolgáló apró vetődésekkel hozta összefüggésbe (2, p. 381). Tekintve a metasztatizmusnak épp az előbb kimutatott s a dobsinai karbonnál fiatalabb korát, ezeknek a tektonikai részleteknek természetesen a fedősorozatban is kifejezésre kell jutniuk. AHLBURG azonban ezeket a vetődéseket a fedősorozatba nem folytatja s a púpos felboltozódások közé apró részleteknőket rajzol. A valóságban a fedősorozaton számos apró vetődést figyeltem meg s a feltárások állása ottjártamkor sohasem volt oly kedvező, hogy az AHLBURG által adott eszményi szelvényt igazolhassam. WOLDŘICH a Méheskertről a diszkordancia igazolására fényképeket is közöl (92., I. tábla, 1. ábra), én azonban a feltüntetett rátelepülési határban annak durván cikk-cakkos lefutása miatt csak vetődéseknek s rátelepülésnek kombinációját tudom látni.

A kérdéses határ mégis, hogy RAKUSZ szavaival éljek, a felsőkarbon ülepedésében epirogenetikus fordulópontot jelöl (61, p. 26) s a fekvő mészkősorozatnak átmeneti kiemelkedését sem tekinthetjük kizártnak. Ennélfogva bizonyos csekélyfokú diszkordancia lehetőségét, mint az az előbb ecsetelt fáciesváltozásnál előállhat, nem akarom kétségbe vonni. A felsőkarbonnak az előzőekben részletezett elhatárolása mellett az ülepedés epirogenetikus fordulópontja azonban az ülepedési terület megnagyobbodásával is egybe volt kötve s a homokos fácies beálltával délen új területek is kerültek a tenger uralma alá. A transzgresszió részleteinek tanulmányozása most már azért sem lehetséges, mivel a mélységbeli kőzetek tárgyalásánál alkotott képünk szerint a különböző területeket nagyoobszabású áttolódások határolják el egymástól s ezáltal eredetileg egymástól nagyobb távolságra fekvő kéregrészek közvetlen szomszédságba kerültek.

e) *Megjegyzések a felsőkarbon elterjedéséhez a Szepes—Gömöri Érchegeység északi peremén.*

A bécsi térkép STUR D. felvételei alapján a Szepes—Gömöri Érchegeység északi peremén s a Branyiszko déli oldalán a felsőkarbont nagyobb elterjedésben tünteti fel.

1. A kassakörnyéki karbon.

Kövületekkel is igazolható karbont Kassa környékéről ismerünk (v. ö. 67, p. 241). ZELENKA újabban e területen *magnezites* karbont és *konglomerátumos* karbont különböztet meg, mi mellett a magnezites karbont a dobsinai szelvény középső mészkősorozatával, a konglomerátumos karbont pedig annak felső sorozatával párhuzamosítja. Nézete szerint a magnezites karbon Kassa mellett anormális településű, két karbontípusa egymástól függetlenül fordul elő, úgy hogy egymáshoz való viszonyukat nem lehet eldönteni (97, p. 181). Látjuk tehát, hogy e terület karbonjánál is hasonló problémák merültek fel, mint amilyenekhez Dobsina környékén is jutottam.

STUR D. permii kőzetekből alkotott határrégiójának északi, a Branyiszkó felé s déli, a Szepes-Gömöri Érchegység felé eső peremén egy-egy, túlnyomólag össze nem függő foltokból álló karbonvonulatot jelöl ki. Már STUR is hangoztatja az ezekbe a vonulatokba sorolt kőzetek különböző petrográfiai jellegét (77, p. 404). Az északi vonulatban helyetffoglaló konglomerátumokat jellemzik az amfibolit- és dioritkavicsok (77, p. 405), tehát e tekintetben a dobsinai alapkonglomerátummal megegyeznek.

Ezzel szemben a déli vonulat túlnyomó részét vörös, vagy legalább vörös-foltos kötőanyag jellemzi (l. c., p. 406). Ezeket a kontinentális eredésű konglomerátumokat a konglomerátum-övbe, a permbe helyezem s mint azt ennek tárgyalása folyamán látni fogjuk, ezek kavicsaik minőségében is a karbon konglomerátumoktól élesen elütnek. Hogy azonban karbon jellegű konglomerátumok a Szepes-Gömöri Érchegység északi peremének közepe táján is fordulnak elő, ezt a következő fejezetben óhajtom kimutatni.

2. A bindti konglomerátum.

A Bindt-bányatelepet 1905. évben meglátogatva, az István-táró hányóján gránitos anyagra bukkantam, s ebből tévesen arra következtettem, hogy e helyen is a bányászat által feltárt gránitintrúzió van jelen (67, p. 243). AHLBURG azután kimutatta, hogy a gránitos anyag durva konglomerátumból ered, amelyet — nem éppen találóan — zöldkökonglomerátumnak jelölt (2, p. 394). 1929-ben alkalmam volt Bindtbánya környékén néhány bejárást végezni. A konglomerátumot ERTL LAJOS bányafőfelügyelő úr szíves közlése szerint újabban HENKE német tanácsadó geológus javaslatára „kotterbachi” konglomerátumnak jelölik, mivel HENKE úr a kőzet főmelékére első ízben Ötösbánya (Kotterbach) környékén bukkant rá. Minthogy azonban Bindt-bányáról már előbb írták le s e helyen van legjellegzetesebben kifejlődve, számára a *bindti konglomerátum* nevet javasolom.

Az igen szilárdan összecementezett, tömeges kőzet a föld felszínén nagy tömbökben jelenik meg. Teljesen legömbölyített kavicsainak nagysága rendszerint ökö- s fejnagyság között változik (l. a 9. ábrát). A kavicsok főanyaga sötétszürke amfibolit (zoisit-amfibolit és földpátos amfibolit), alárendelten ortocsilámos plagioklászgneisz, gránitgneisz és kvarc. Ezek mind oly kőzetek, amelyeknek mezozonális mélységbeli kőzetjellege kétségtelen, úgy hogy a szepességi takaró főközetei ebben a konglomerátumban is teljesen hiányoznak. A konglomerátummal kapcsolatban alárendelten kloritos grauvakke-homokkő is fordul elő, de sem benne, sem pedig a konglomerátumban eddigelé kövületnek nyoma sem akadt. Mindamellettt kavicsainak teljes legörgetettsége alapján tengerparti képződmény, amely a dobsinai karbon alapkonglomerátumtól csak kavicsállományának durvább szemnagyságában különbözik s azonkívül amannál nagyobb vastagságot is ér el. Kavics állományának leszármaztatásánál a közvetlenebb környéken legfeljebb a KETTNER által újabban Merény mellett felfedezett gabbro (40) jöhetne számításba. Ennek anyagát azonban nem ismerem.

A mellékelt 10. ábra mutatja Bindtbánya környékének földtani térképét. Meg kell jegyeznem, hogy bejárásom eredménye csak bizonyos részletekben tér el attól a térképtől, amelyet HENKE dr. úr a bindtbányai bányaiüzem számára készített. A bindti konglomerátum pontosabb földtani helyzetével nem foglalkozhatom, mivel a földalatti feltárásokat nem tanulmányozhattam, ezek pedig — AHLBURG tanulmányai szerint (2, p. 344) igen komplikált tektonikai viszonyokra utalnak.

Megemlíthetem még, hogy a STUR által Nagykunfalutól D-re kijelölt karbon-foltot RAKUSZ Gy. meglátogatta s ezt fillites kvarckonglomerátumból s sötét agyagpalából állónak találta s ezt a típust találjuk Margitfalva környékén a karbon északi vonulatában is. Végeredményben tehát a karbon keleti konglo-

merátum=vonulatában részben a dobsinai karbon alapkonglomerátumára, részben pedig fedősorozatára emlékeztető kőzetek foglalnak helyet.

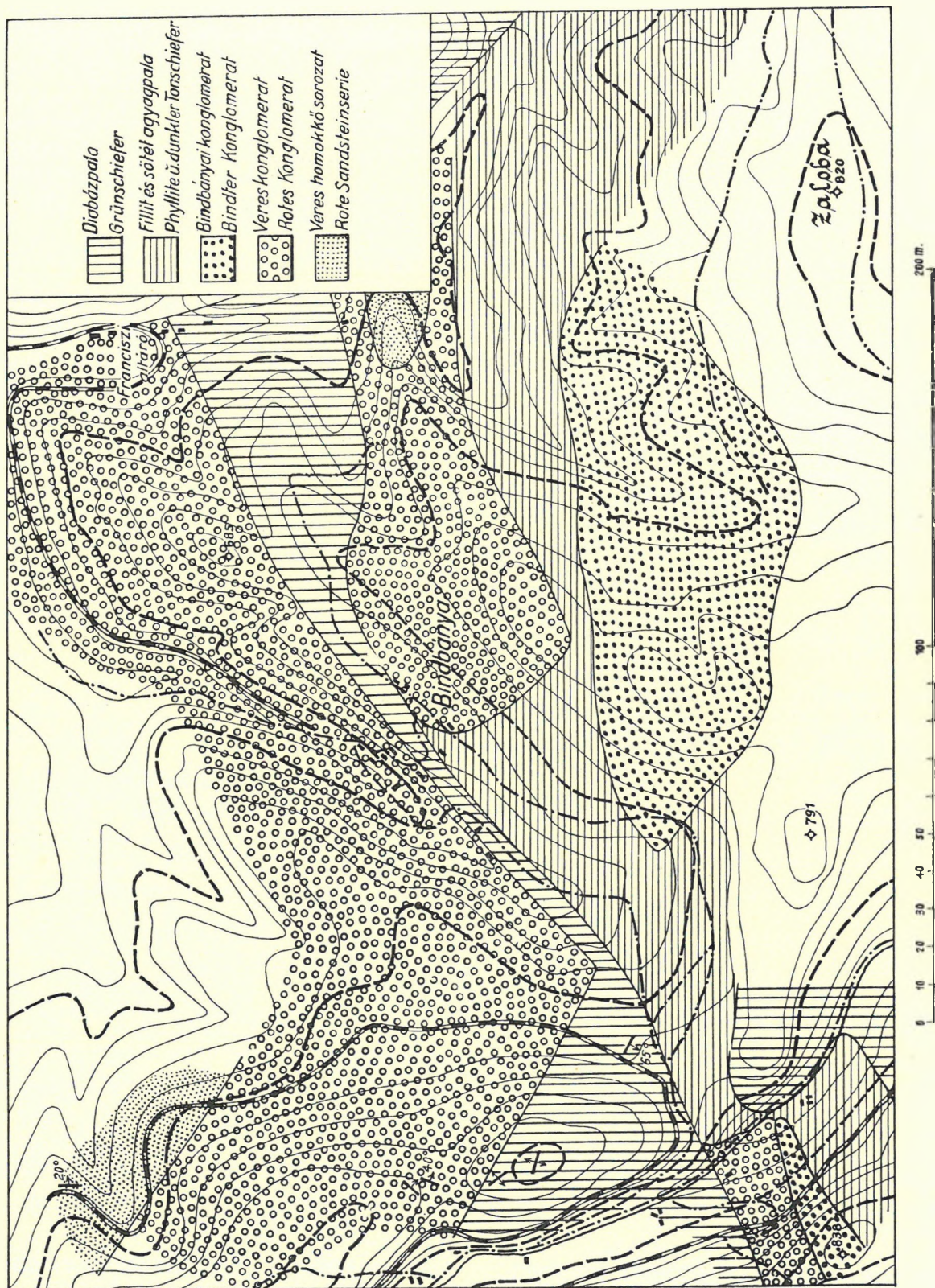


9. ábra. A bindti konglomerátum kézipéldányának fényképe.

f) *A dobsinai karbon korkérdése.*

RAKUSZ Gy. vizsgálatait óta a dobsinai karbon koráról mások is nyilatkoztak. SUSTA V. a dobsinai flóra alapján a dobsinai carbont a westfáliai emelet A–B alemeletébe helyezné (78), míg RAKUSZ a C alemeletbe való elhelyezése mellett foglalt állást.

ULRICH és BOUČEK a délnyugati magnezitvonulat faunájának leírása alkalmával nemcsak az általuk feldolgozott faunát, de a dobsinai carbont is a legfelső stefániumba, az urali *schwagerinás* szintjébe helyezik (80, p. 19). Nézetüket azonban mindössze a *Spirifer rectangulatus* KUT. és egy *Conocardium* sp.=re



10. ábra. Bindbánya környékének földtani vázlata.

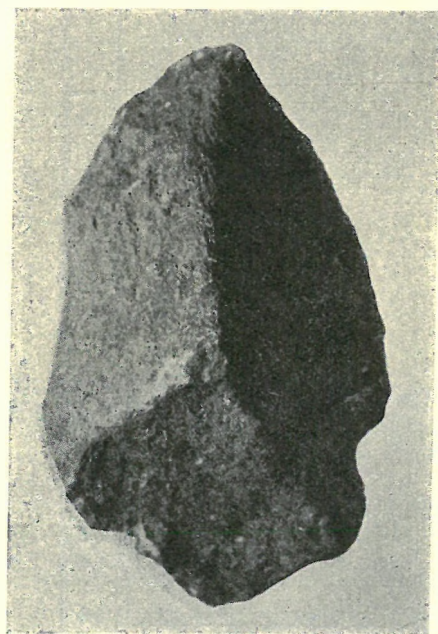
alapítják, míg a RAKUSZ által többé-kevésbé pontosan meghatározott 31 faj közül 26 a Donec-medence samarieni emeletére utalt, a hátramaradt fajok pedig hol fiatalabb, hol idősebb rétegekben otthonosak (61, p. 38). Egyelőre tehát semmi okunk sincs arra, hogy RAKUSZ megállapításain változtassunk.

E) A KONGLOMERÁTUM-ÖV (PERM ?)

Az ebbe a sorozatba sorolt kőzetek korát illetőleg, mint arra már többszörösen ráutaltam, a nézetek még igen eltérők.

A sorozat alsó részében konglomerátumos-breccsás kőzetek jutnak túlsúlyra, míg a felső részében homokos palás tagok foglalnak helyet. Alsó részében a konglomerátumos tagokkal homokos palás rétegek is váltakoznak, melyek a fedősorozat megfelelő kőzeteitől nem igen térnek el. A sorozat jellemző kőzet-csoportjainak jellegi a következők:

a) Alsó grauvalke-konglomerátum.



11. ábra. Kvarcporfirból álló éles kavics a breccsából. Steingeräusch, Dobsina.

A sorozat legalsó tagját alkotó, rendszerint préselt kőzetek bőséges vörös, ibolyás-vörös vagy hamuszürke homokos-agyagos kötőanyagot észleltetnek. Kavicsaik laposak, többé-kevésbé jól legömbölyítettek, ritkábban éles kavicsokra hasonlók. Nagyságuk 0.5—5 cm között van, főanyaguk kvarc, elég sűrűn egy világos zöldesszürke szericites kvarcit, továbbá különböző kvarcitos homokkövek és kvarcitok s ritkán szemcsés mészkő is. A kavicsállomány s a kötőanyag különböző színe a konglomerátum tarka külsejét eredményezi. A kavicsot sokszor különösen jellemző zöldesszürke szericites kvarcit mikroszkópos vizsgálata arra utal, hogy kvarcos porfir hamutufájának átkristályosodása által keletkezett.

Az Aranyhegytől K-re levő konglomerátumban már kész porfiroidzárványokra is találtam.

b) Az alsó konglomerátumos sorozat felső részében lévő konglomerátum-breccsa az előzőtől annyiban tér el, hogy a homokos-agyagos kötőanyag benne csekély szerepet játszik s kavicsai gyakrabban az éles kavicsok alakját mutatják. A kavicsok anyaga nem éppen ritkán nem préselt ibolyás színű kvarcos porfir (l. a 11. ábrát).

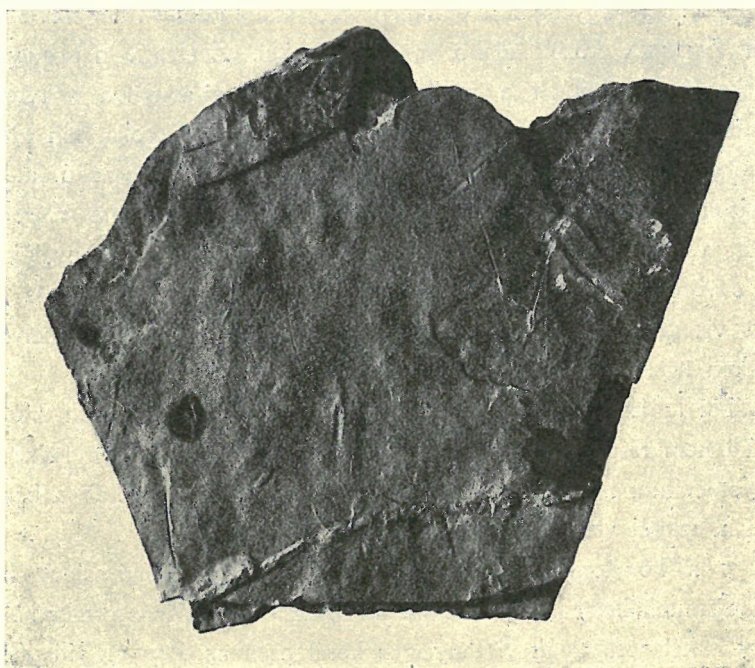
c) Tarka homokos-palás tagok.

Ezeket a sorozat fedőjében egyeduralomra jutó tagokat violásszürke, élénk téglavörös s világos zöldesszürke színű homokkövek, lemezes kvarcithomokkövek, homokos-palás s palás agyagok képviselik, amelyek meszet nem tartalmaznak s sósavval nem pezsegnek. Réteglapjaikon olykor fosszilis esőcseppeket, „rippelmark”-okat és csöves, olykor gallyszerű, clágazódó képződményeket találunk (l. a 12. ábrát).

d) *A konglomerátum=öv korának kérdése.*

WOLDŘICH J. a konglomerátum=öv karhonnál idősebb kora mellett a következő érveket sorakoztatta fel (90, p. 6—7).

1. A konglomerátum=öv a többi paleozoos öv fekvőjében foglal helyet.
2. A konglomerátumok a többi paleozoos és a karbon korú kőzetek zárványait még nem tartalmazzák.
3. A permet STUR szerint jellemző melafirközbetelepülések a konglomerátum=övben nem fordulnak elő.



12. ábra. Vörös homokkő réteglapjának fényképe.

4. A vörös palákban előforduló, rossz megtartású növényi maradványok ópaleozoos, különösen devon flórára emlékeztetnek.

5. A konglomerátum=öv kőzetei a karbonnal nincsenek összefüggésben.

6. Közöttük és a karbon között nem mutathatjuk ki azt a diszkordanciát, amit a variszkuszi gyűrődés alapján várnunk kell.

Ad 1. WOLDŘICH első érve nem lehet perdöntő s már Dobsinán ellenkező települést is észlelünk. Különben WOLDŘICH felvételei és szelvényei a takaró északi peremének észak felé irányuló pikkelveződésére utalnak s így valamely tagnak látszólagos fekvő helyzete korának eldöntésére nem elegendő.

Ad 2. A szepességi takaró konglomerátumja kavicsállományának leszármaztatása, mint láttuk, egyike a legkényesebb kérdéseknek. A konglomerátum=öv konglomerátumjainál azoknak kontinentális-limnikus keletkezését kell szem előtt tartanunk. A gyűjtőmedencékben a környező kiemelkedésekről időszakos vagy állandó vízfolyások által lesodort anyag halmozódott fel, mi mellett a túlsúlyban levő kvarc messziről történt szállításra, vagy idősebb kavicsok újrafeldolgozására utal. A közvetlen környék a kavicsban csak helyi

kiemelkedésekről eredő helyi kaviccsal érvényesülhetett. A konglomerátumnak a profiroidsorozatnál fiatalabb korát a ritka porfiroid-zárványok alapján Felsősjó környékén mégis kimutathattuk. A többi sorozathoz való viszonyára a következő újabb megfigyelések állanak rendelkezésünkre. Amint azt már POSEWITZ T. és WOLDŘICH J. is kimutatták, a dobsinakörnyéki legészakibb konglomerátum-vonulat ÉK felé közvetlenül folytatódik a STUR által kitüntetett „felsőkarbon”-vonulatban. Ezt ÉK felé Vereshegyig 32 km csapáshosszban összefüggően lehet követni s ott a Galmusz-hegység triásza alatt tűnik el. A Veres-hegy előtt, Bindtbánya környékén meggyőződhettem arról, hogy STUR „karbon”-vonulatának ez a része a mi konglomerátum-övünkkel minden részletében azonos.

A Szepcs-Gömöri Érchegység É-i peremén lévő s a Galmusz-hegységtől K-re levő konglomerátumos kőzetekről ZELENKA közölt újabb megfigyeléseket. ZELENKA hangsúlyozza azoknak erősen transzgressziós és diszkordáns települését a zöldkőpalasorozathoz viszonyítva s bennük fillit-, zöldkő és kész porfiroidkavicsot is talált (96, p. 25), de őket még a karbonhoz sorolja. Én magam ennek a vonulatnak csak a Máriahtúról Jekelfalu felé vezető országút északi oldalán, az ú. n. Feketekereszt sziklacsoportban lévő feltárásait ismerem. Ez a konglomerátum pedig vörösesbarna vagy világoszöld bőséges köőanyagával, szögletes vagy lapos s legörgetett kavicsai révén minden bizonnyal konglomerátum-övünk folytatásának látszik s vörös homokos palarétegecskével váltakozik. A belőle gyűjtött zöldkőkavics azonban mikroszkópos vizsgálata alapján kloritosodott amfibolitnak bizonyult, amelynek a zöldsorozatból való eredetét nem tudom teljes biztonsággal állítani.

ZELENKA további fontos felfedezése az, hogy Korompa és Jekelfalu között a konglomerátum közbetelepülése gyanánt nem réteges ibolyás kvarcos-porfirra talált (94, p. 24). Kézenfekvő gondolat, hogy a felső breccsás konglomerátum nem préselt kvarcos porfir zárványait ezekből a konglomerátummal egykorú kvarcos porfirkiömlésekből vezessük le.

Ha WOLDŘICH a konglomerátum-öv kőzeteiben a karbon kavicsainak hiányát emeli ki, úgy másrészt meg kell állapítanunk, hogy a konglomerátum-öv kőzeteinek kavicsa a karbon alapkonglomerátumban teljesen hiányzik s így a két sorozatnak viszonylagos korát ezen az úton megállapítani nem tudjuk.

Ad 3. A melafirközbetelepüléseknek hiánya a konglomerátum-övben csak negatívum, ami már azért sem esik latba, mivel a melafirral kapcsolatos perm más takaróegységekhez van kötve.

Ad 4. A WOLDŘICH által talált növényi maradványok sajnos rossz megtartásúak s WOLDŘICH óvatos fogalmazása „ich halte die genannten Pflanzenversteinerungen für nahe verwandt mit manchen Pflanzenresten des böhmischen Devons“ az olvasóban a biztos meghatározás érzését nem keltheti fel. Gallyszerűen elágazó képződmények különben a Bihar-Kodrú permjében is gyakran fordulnak elő.

Ad 5. Ebben a pontban WOLDŘICH-al teljesen egyetértek s a konglomerátum-övet a karbontól élesen elkülönítem.

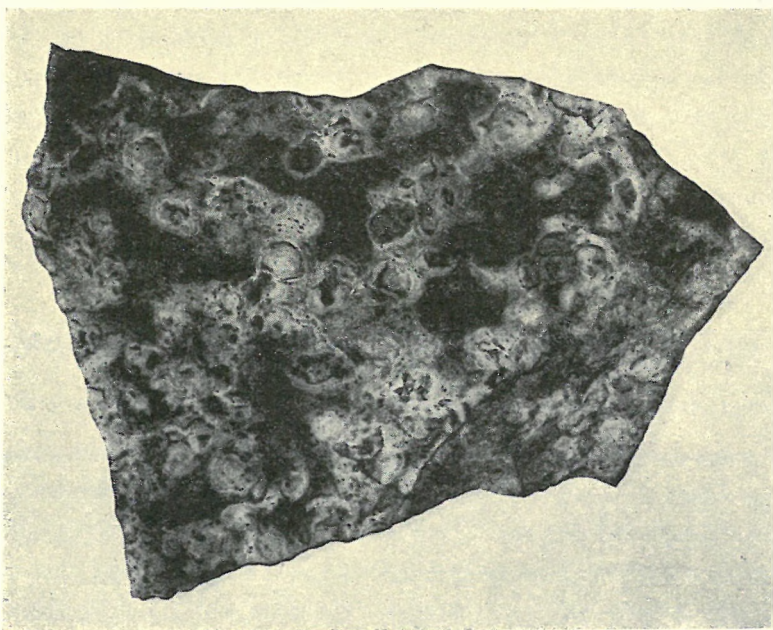
Ad 6. A variszkuszi diszkordanciát illetőleg láttuk, hogy ez a karbon s diorit-amfibolit fekvője között pompásan megmaradt, másutt azonban a későbbi tektonikai folyamatok által elmosódott. Minthogy azonban a perm konglomerátum kavicsai között már kész porfiroidok, fillitek és zöldkő is akadnak, ezeknek a hegyképződéssel járó metamorfózisa szükségszerűen már a konglomerátum-öv lerakódása előtt volt befejezve. A mélységbeli kőzetek intrúziója végül a konglomerátumos övön belül már ismeretlen. Végeredményben tehát csak konglomerátum-övnek a porfiroid- és zöldkő-övhöz viszonyított fiatalabb korát tudtuk biztosan kimutatni, míg a felsőkarbonhoz való viszonya egyelőre nyílt kérdés marad.

Hogy a konglomerátum-övet e helyen mégis a permbe sorolom, ennek oka egyrészt az, hogy a Kárpátok ívén belül hasonló kifejlődésű üledéksorozatot csak a permből ismerünk (Bihar-hegység, Krassó-Szörényi hegység). Másrészt a Szepes-Gömöri hegységben mindenütt, ahol — mint pl. Bindtbánya környékén — a konglomerátum-öv felső homokos-palás sorozatára werfeni pala települ, a két sorozat határának megállapítása egyes tagjainak tökéletes hasonlósága miatt jóformán lehetetlen. Hogy werfeni rétegekben vagyunk, azt a kövületeken kívül — közettanilag — csak a homokos és palás tagoknak gyakrabbi mésztartalma s a meszes és márgás közbetelepülések lassú érvényrejutása árulja el. A két sorozat diagenézisében és metamorfózisában azonban semmiféle eltérés nincsen. Ily körülmények között indokolatlannak tartom, hogy ezt a kárpáti perm-fáciesű rétegsorozatot kényszerítő okok nélkül a devonba soroljuk.

Ismeretes, hogy a Szepes-Gömöri Érchegységet jellemző ércelőfordulások a konglomerátum-övben is előfordulnak. Minthogy azonban a rudabányai hasonló típusú előfordulásnak mellékköze biztos werfeni pala, az érces előfordulásoknak permbe való fellépése sem lephet meg.

e) *A déli konglomerátum-öv.*

A Sajótól D-re térképezett konglomerátum-övben egy kvarc-breccsából, kvarcos homokkőből s kvarcitpalából álló sorozat jelenik meg, mely azután tovább D-re a térképemen már fel nem tüntetett



13. ábra. Folyásos-granoszferites kvarcos porfirgörgötteg csiszolt felületének fényképe.

Bučina- és Belakov-tetők környékén van legjellegzetesebben kifejlődve. A Bučinatetön a kvarcos breccsák erősen kihengerelt állapotban vannak. A Jezoy-patak forrásterületén ellenben egy kvarcos porfir-zárványokban igen gazdag tagot találunk. A nempréselt kvarcos porfir ortoklászos-kvarcos porfir s alapanyaga szferolitos és mikrogránitos. Egyes nagyobb zárványokon az eredetileg folyásos-granoszferitos szövetet is még felismerhetjük (l. a 13. ábrát). Ez a kvarcban dús sorozat a déli konglomerátum-

breccsa=öv legészakabbra került előőrsre. Korát szintén igen különbözőképpen ítélték meg. A bécsi felvétel karbonnak jelöli. Böckh H. s utána Acker V. és Bohm F. permnek írták le, míg Ahlburg a szepességi takaró legfekvőbb tagjának ítélte s a devonba helyezte. Kétségtelenül az északi konglomerátum=övnék déli hasonmása, utóbbtól kissé eltérő kifejlődésben. Mint arról különben id. Lóczy Lajos Dernő környéki gyűjtéséből meggyőződhettem, az északi konglomerátum=öv jellemző fekvő típusa, a zöldesszürke szericit= és kvarcit=zárványokat tartalmazó konglomerátum a déli peremen is előfordul.

F) TRIÁSZ.

Térképezett területemen a triász szerény szerepet játszik s benne az alsó- és középső-triászt találjuk képviselve. Csekélyszámú gyűjtött kövületeimnek meghatározását Vigh Gyula barátom fogja közölni s ennél fogva gyér helyszíni megfigyeléseimet a magyar részben nem óhajtom részletezni.

Fel kell említenem, hogy az Aranyhegytől D-re fekvő terület triászáról időközben Šuf J. közölt figyelemreméltó adatokat. Šuf úrnak ugyanis Feketepatak környékén sikerült a bécsi felvétel által karbonnak ítélt többé-kevésbé metamorf mészkövek ugyancsak karbonnak jelölt fekvőjében a werfeni rétegek kövületeit kimutatnia (79).

Ami a triász elterjedését illeti, ez nem esik össze teljesen a perm elterjedési területével, sőt az Aranyhegyen diszkordánsan helyezkedik el a paleozoos sorozaton. A perm és triász önálló elterjedésére már Stur is ráutalt (76, p. 38) s a csehszlovák felvevők a perm és triász közé a *pfalzi fázis által* létrejött szögdiszkordanciát iktatják (46, p. 114, stb.). A triász összetételében s részben metamorfózisában jelentkező eltérések arra utalnak, hogy a déli triászrögök a takaróképződéssel kapcsolatban a magasabb fekvésű részlettakarók súlya alatt rögökre szakadoztak szét (v. ö. Šuf: 79). Mint azt a szelvénytábla A—B szelvényében is feltüntettem, az Aranyhegy triász=röge crossit=tartalmú zöldkőaljzatával a Gyula=bányákkal keresztezett konglomerátum=övre tolódott át s ily módon a nagyobb szabású mozgásokat közvetlenül igazolja.

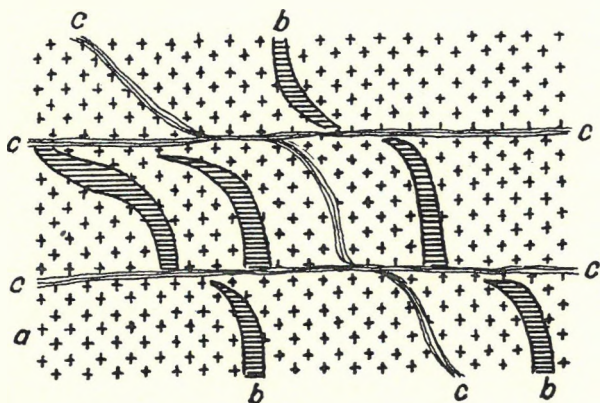
G) DOBSINA KÖRNYÉKÉNEK ÉRCELŐFORDULÁSAI.

Dobsina környékének ércelőfordulásait kitöltésük alapján két csoportra oszthatjuk:

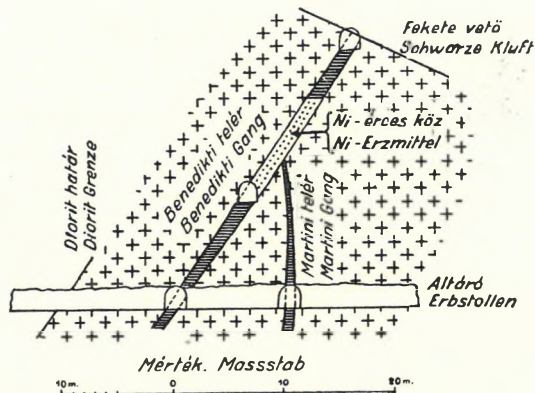
1. Az első csoport kitöltésében sziderit játssza a főszerepet, s ezt sokszor kalkopirit vagy fakó=ércek is kísérik. Egyik külön alcsoportja e típusnak a Co—Ni érceket tartalmazó előfordulások, amelyek részben gazdag kalcittartalmuk által tűnnek ki. Mint azt már az előző leírásokban is láttuk, a legnevezetesebb szideritelőfordulások meszes mellékközetek metasomatikus kiszorítása által jöttek létre. Az ércesedés régebbi fázisában képződött a sziderit, ankerit és kvarc, fiatalabb fázisában pedig a kalkopirit, fakóérc és a Co—Ni ércek. A Co—Ni ércek az Öreghegy körüli szideritkülfertésekben is előfordultak s azoknak fekvő dioritjában szabálytalan érchálózatot is alkottak. A nagy metasomatikusan keletkezett sziderittömszök s a fekvő előfordulásai között az összefüggést csak keskeny erecskék közvetítették s ezekről a 14. ábrában bemutatott s az Alsó Méheskerttől ÉNy-ra lefedett dioritszkláról készített vázlatom nyújthat képet. A gazdagabb Co—Ni ércelőfordulások különben a diorit—amfibolit=tömsz északi és déli szegélyéhez voltak kötve.

A dioritban kifejlődött Co—Ni ércelőfordulások közül csak a diorit—amfibolit=tömsz déli szegélye előtt keresztezett előfordulást tanulmányoztam. A Benedikti=telér e helyen Co—Ni érceket csak a Martini=

telérrel való találkozási vonalával határos s mindössze 5—6 m magasságra terjedő közben tartalmazott (l. a 15. ábrát).



14. ábra. A fekvő diorit átszővődése szideriterekkel az Alsó Méheskertetől ÉNy-ra.
a = diorit, b = sziderit-erek, c = zúzóási övek.



15. ábra.
Szelvény a Benedikti- és Martini-telérén át.

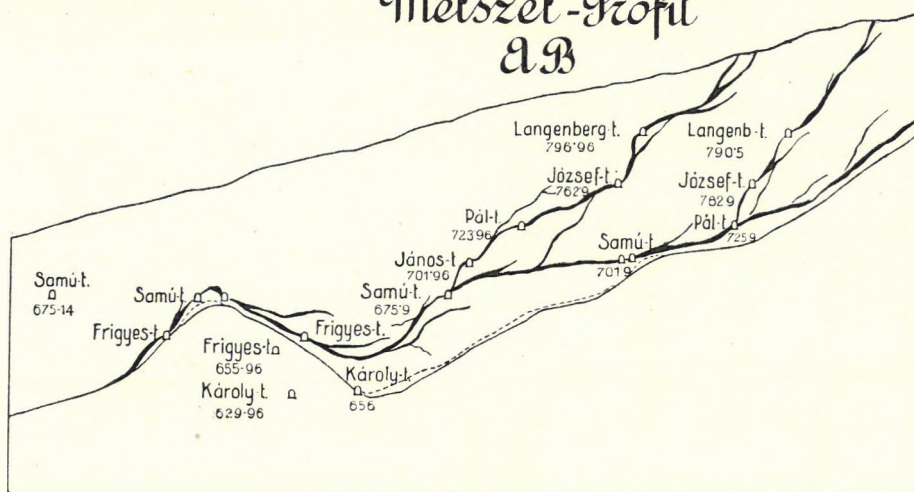
A Co—Ni ércek azonban részben a diorit—amfibolit—tömzs szomszédságára is áterjedtek. Előfordulásukat az öreghegyi karbonban már említettem, de előfordultak az Ágoston—külfejtésben s az Ezekiel-tárókban, tehát György-szideritvonulatunk mentén a zöldkő-öv karbonátos sorozatában is.

AHLBURG J. az amfibolit északi szegélyén helyetfoglaló s leggazdagabb telérvonulat kimaradását a mélység felé azzal magyarázta, hogy ezt az amfibolit—diorit tömeg áttolódása mélységbeli folytatásától elszakította. AHLBURG azonban a RUFFINYI által erről a telérvonulatról készített 3 szelvény közül csak az egyiket, a telérvonulat csapására merőlegesen fektetett E—F szelvényt közölte. Már ebben a szelvényben is feltűnhetik a legfekvőbb telérlapnak az áttolódási sikkal való bizonyos párvonalas lefutása. Ez a viszony még sokkal szembeötlőbb a másik két szelvényben (l. a 16. ábrát), amelyek közül az A—B szelvény az átlagos csapást ferde szög alatt metszi, a C—D szelvény pedig vele közel párvonalas. A vázolt körülmények tekintetbe vételével inkább arra kell következtetnünk, hogy a kérdéses telérhálózatok az áttolódás folyamata alatt a diorit—amfibolit—tömzs mechanikailag leginkább igénybe vett széli részeiben szakadtak fel s töltődtek ki. A telérhálózaton tapasztalható s a régi szerzők s AHLBURG által is hangsúlyozott kiperéselődési jelenségeket az áttolódási elmozdulások feléledésével kell megmagyaráznunk. A Co—Ni ércek bizonyára a diorit—amfibolit—tömzzsel genetikai kapcsolatban állanak, amennyiben ennek homogén tömege a mélységbeli magmájukból felszálló emanációknak LIESEGANG felfogása értelmében diffúziós médiumul szolgált.

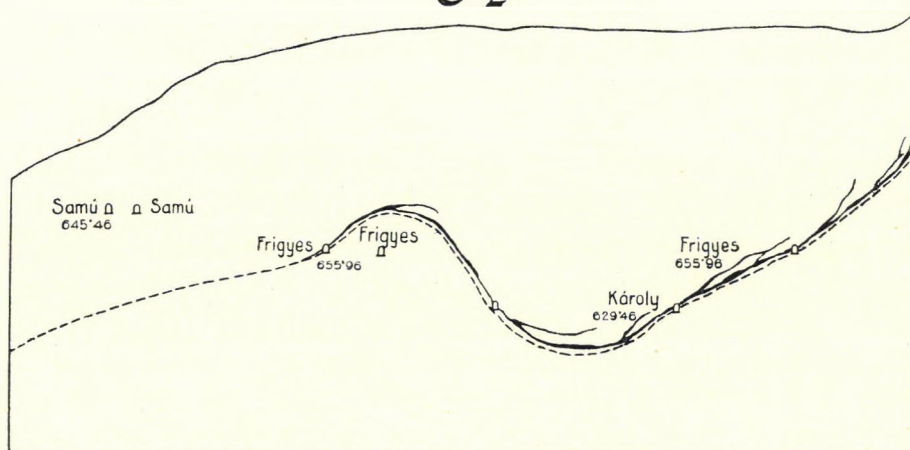
A Dobsinától D-re levő sziderit-előfordulások már teleptelér-típusúak. Ezek közül elsősorban említést érdemel a fakóércekben is gazdag János-bánya, amelyet a világháború folyamán fejtettek is. A Sajótól D-re, a Rimamurány—Salgótarjáni Vasmű r. t. bányái következnek. Ezek közül a Hermann-i keleti teleptelér csoport mellékköze porfiroid, míg a nyugatibb Gyula-telér már a konglomerátum-öv. Megemlíthetem, hogy a Gyula-telér s mellékköze is a mélység felé haladva mindinkább laposabb és laposabb dőlést mutat. A telérkitöltésben turmalin, vagy az azt látszólag helyettesítő vaskos vascsillám is előfordul.

2. A Dobsina környékén megkülönböztetett második ércelőfordulási típus kitöltéseiben a sziderit

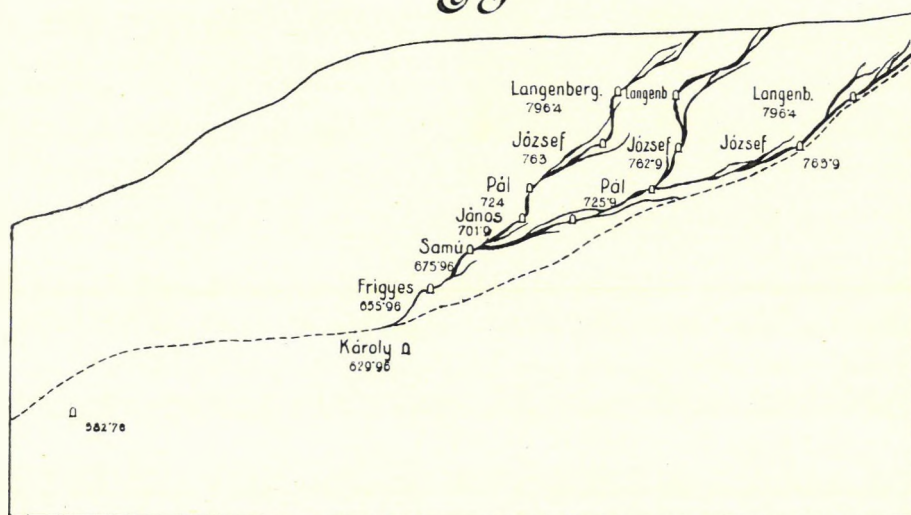
Metszet-Profil AB



CD



EF



16. ábra. A zembergi Co—Ni telérvonulat szelvényei RUFFINYI nyomán.

elmaradt s azok túlnyomó kvarc mellett ankeritből állnak. Főércük a kalkopirit, tehát általában csak mint rézérc telérek jöhetnek számításba.

Mellékközetük változó. A Zinnopelkamm-csoport mellékközete a zöldköpala sorozat. A Hirschkohlung—András-bánya s a Friedwald-csoporté is a porfiroid-öv, míg a hajdanta gazdag Schwarzwaldi bányák teleptelérei már a konglomerátum-övben fordulnak elő. A bányák alaprajzát az 1914. évi feltárási állapotban a német szöveg 17., 18. és 19. ábrái mutatják. A legnyugatabbra fekvő Za Sk alou-bánya erős tömzsszerű elkvarcosodásokat mutat s benne már a sziderit jelentősebb szerepet játszik. Megemlíthetem még, hogy az összes felsorolt rézbányákat, a Friedwaldi bányák kivételével, a világháborúban újranyitották s belőlük rézérceket termeltek.

H) DOBSINA KÖRNYÉKÉNEK TEKTONIKAI FELÉPÍTÉSE.

A Vepor-takaró térképünkre eső részének erősen pikkelyes felépítésére már előző fejtegetéseim során ráutaltam. A Szepességi takarót is általánosan északra irányított átgűrődés mellett É felé irányított áttolódások jellemzik, miáltal számos apró pikkelyre bomlik fel. Ez a szerkezete különösen a bányászati feltárásokban is tanulmányozható északi zöldkö-öv területén tűnik fel. A zöldkö-övnek területünkre eső része különben északkeleti folytatásával szemben a mélységbeli kőzetek, a karbonátos üledékek és a felső karbon jelentősebb szerepe által tűnik ki.

A zöldkö-övnek a porfiroid-övhöz való viszonya nehezen dönthető el. Minthogy a két öv határa táján több helyen konglomerátum-foszlányokat találtam, a két öv határa is áttolódásnak látszik.

A porfiroid-öv a térképezett terület nagyobb nyugati részén még szerényen van kifejlődve. Ez a nyugati rész azáltal tűnik ki, hogy benne a Szepességi takaró fiatalabb tagjai játszanak jelentősebb szerepet. Egészében tehát a nyugat felé kiékelődő takarószél képét nyújtja, melynek erőteljes pikkelyező-dését a Vepor-takaró felemelkedése által előállított fékező hatásra kell visszavezetnünk.

A Dobsch-patak és Sajó-patak É—D-i lefolyású részétől K-re hirtelen megváltozik a kép. A porfiroid-öv felemelkedik s tetemesen kiszélesedik, minek folytán a fiatalabb tagok kimaradnak, illetőleg a széles központi porfiroid-vonulat északi és déli peremére szorulnak.

Az átgűrődéses s áttolódásos szerkezet mellett területünket számos hosszanti s harántvető is járja át. Alapjában véve a telep-telérek is csak kitöltött hosszanti törések. A fontosabb vetőkre már az előző fejtegetések során is rámutattam s e helyen csak még azt említhetem meg, hogy a Sajó K—Ny-i irányú kezdő szakasza is nagyobb hosszanti vetődés mentén fejlődött ki.

I) A SZEPESSÉGI TAKARÓ ÁLTALÁNOS KÉPE.

A 17. ábrában részben a régi bécsi, részben a magyar nyilvánosan nem közölt felvételek felhasználásával a Szepességi takaró főveinek lefutását állítottam össze. Eme vázlat alapján a Szepességi takaróról a következő képet nyerjük.

A Vepor és a Branyiszko kulminációi között tengelymenti mélyülésben a Szepességi takaró girlandszerűen messze északra nyomulhatott elő.

A takaró főrészét alkotó központi porfiroid-öv lefutásában két ívet alkot. Keleten csapása párvas-nalas a Branyiszkóval, azaz ÉNy—DK-i, Gölnichánya s Szomolnok között megfordul s БОКНН HUGO

felvételei szerint Rozsnyóig ÉK—DNy-i irányt követ. Rozsnyónál ismét ÉNy-ivá alakult át s csak a Vepor elérése előtt találunk ismét ÉK—DNy-i csapású kis kiterjedésű ellenszárnyra. A Vepor-takaró kiemelkedésével a Szepességi takaró összezsugorodik s triásznál idősebb tagjai annak déli szegélyén csak keskeny pászta alakjában követhetők. Az északi zöldkőpala-öv a porfiroid-övet összefüggő széles vonulatban övezi, a porfiroid-övek előbb vázolt két ívre való tagozódása azonban benne kisimul.

A déli, crossit=szerű amfibollal jellegzett zöldkőpala-öv nem összefüggő vonulat, a föld felszínén többnyire csak igen kis kiterjedésű részletekben jelenik meg s korát illetőleg is még igen eltérő nézetek merültek fel. Részemről nem tartom kizártnak, hogy szintén összefüggő vonulatról van szó, amelynek túlnyomó részét a triász fedi el s csak egyes feltörések s feltolódások mentén kerül felszínre. A vázlaton kijelölt déli konglomerátum-öv BUCKH H. felsőkarbon= és permrétegeit foglalja magában.

A karbon, az előzőekben kifejtett szűkebbre fogott meghatározás értelmében, csekélyebb elterjedésű s főleg a Szepességi takaró északi peremére szorítkozik. A kassai karbon a Branyiszkót szegélyezi s hasonló a helyzete a nyugati magnezittartalmú karbonnak a Vepor-hoz viszonyítva. A többi karbon a Szepességi takaró északi peremi pikkelyeivel áll kapcsolatban. A karbonnak a Szepességi-takaró déli peremén való előfordulásáról a jelen pillanatban nem alkothatunk magunknak biztos képet. Minthogy ugyanis ŠUF Feketepatak környékén a bécsi felvétel által karbonnak ítélt rétegek triász korát mutatta ki, a bécsiek által annak térképezett előfordulások revízióra szorulnak.

A triászról, minthogy csak kevés helyről ismerem, csak annyit jegyezhetek meg, hogy tektonikájában szintén nagyobb komplikációkkal kell számolnunk. Erre utalnak VIGH Gy. barátomnak a dernői Somhegy környékén végzett megfigyelései, amelyekről szíves közlése alapján a következő részleteket adhatom.

A Somhegytől É-ra az ópaleozoós fillitre werfeni pala települ. A Somhegytől D-re a werfeni pala hosszanti törés mentén ismét felszínre kerül s erre települ a triásznak déli széles vonulata. A Somhegynek háromszögalakú triász röge, amelyben a középső és felsőtriász van jelen, a werfeni palára s fillitre É felé rátolódott. Áttolt rögéhez oldalvást kisebb rögek csatlakoznak, amelyeket az ismert nori-rhätli sötét meszek, sötét tűzkőgumós mészmárgák s az adnėti típusú alsó és középső liász vörös meszei alkotnak. Érdekes az a körülmény, hogy ezeket a fácieseket s a liászt a déli mészkő-övön belül csak e helyről ismerjük.

K) A DOBSINAKÖRNYÉKI PALEOZOIKUM ÖSSZEHASONLÍTÁSA A SZUDETÁK ÉS A KELETI ALPOK HASONLÓKORÚ RÉTEGEIVEL.

A Szepességi takaró paleozoikumának a Szudeták paleozoikumával való összehasonlításával WOLDŘICH, STEJSKAL és ZAPLETAL foglalkoztak. WOLDŘICH és STEJSKAL nézete szerint a würbentali devonnak lemezes kvarcitokból, konglomerátum-ból s sötét agyagpalából álló alsó csoportját konglomerátum-övével, a diabáz= és kvarckeratofirtakarókat s helyenként mészkőpadokat körülzáró középső csoportot porfiroidsorozatunkkal s végül a palákból, grauvakkéből, mészkőpadokból s zöldkőtelérekéből álló felső csoportot zöldkőpala csoportunkkal lehetne párhuzamosítani. A würbentali területen erre kulmkonglomerátumok következnek a devon kavicsaival, kulmutáni időben intrudált a zöptai gabbroamfibolit s a koper-niki gneiszmasszivum, a felső karbonban pedig gránitok törtek elő (76, p. 441). ZAPLETAL nézete szerint

a Hohes Gesenke metamorf paleozoikus fáciese a Kiskárpátokon, Inovecen, Tribecen és Veporon át vonul a Szepes-Gömöri Érchegeységbe (93, p. 120, 95 stb).

Nézetem szerint ezek az analógiák figyelemreméltók ugyan, de nem oly nagyok, mint azt a brünni iskola gondolja.

A Szepességi takarónak a Keleti Alpok grauvakkeövével való hasonlóságára BÜCKH H, REDLICH és UHLIG mutattak rá s ezt a hasonlóságot azonos típusú magnezit-, sziderit- s rézércelőfordulások is támasztják alá. Bár a Keleti Alpokban az ópaleozoikum különböző emeleit kövületek alapján is kimutatták, a komplikált tektonika s metamorfózisok miatt a viszonyok ott sem mondhatók teljesen tisztázottaknak. SPENGLER és KERN újabb eisenerzi vizsgálatai alapján mégis kitűnt, hogy a porfiroid a szilur-devon korú érctartalmú mészkőnél idősebb. A porfiroid SPENGLER adatai szerint grafitos agyagpalákkal, grafitos kovapalákkal, világosszürke és fehér kvarcitos homokkövekkel s mészkőpadokkal váltakozik, mi mellett a grafitos palák a karbon palákhoz igen hasonlítanak (73, p. 21). Ez a sorozat tehát porfiroid-övéünkkel jól párhuzamosítható. A devon mészkő a Keleti Alpokban normális és metamorf alakban ismeretes, zöldkövek az Alpok paleozoikumának több szintjében fordulnak elő, a karbon RAKUSZ szerint újbóli feldolgozásra szorul (61, p. 157) s végül a permnek szerepéről is még igen eltérők a nézetek. Ezen bizonytalanságok dacára a két terület felépítésében is meglepő hasonlóságokra találunk. Pl. SPENGLER munkájának (73) VI. szelvényében az ősi kristályos palákra (= Vepor kristályos tömege) a félig metamorf „semmeringkvarcit” és „semmeringtrias” (= Föderata=kvarcit és Föderata=mészkő) települ; az erre rátolódott sorozat legalsó tagja — akár csak nálunk a Dobsch völgyében — a felsőkarbon grafitos palája, s ennek fedőjében van a grauvakkesorozat (= porfiroidsorozat).

Más támpontok híján tehát ezekre az analógiákra támaszkodva, a Szepességi takaró porfiroid-övére nézve a kambrium-szilur kort, a zöldkősorozatra nézve pedig a szilur-devon kort tarthatjuk a legvalószínűbbnek.

A Szepességi takaróban az ópaleozoikum, mint láttuk, csak metamorf fáciesben van jelen. A Keleti Alpoktól eltérően benne intrúziós mélységbeli kőzetek is vannak, amelyekben talán szudetai analógiát kell látnunk.

További kutatásoknak s szerencsés kövületleleteknek van fenntartva, hogy a homályos körvonalakban már előtűnő analógiákat jobban kiépítsük s biztosabb alapokra fektessük, mint az jelenleg lehetséges.

TARTALOMJEGYZÉK.

	Oldal
Bevezető	3
Dobsina környékének általános földrajzi és földtani helyzete	5
I. <i>Vepor=takaró</i>	5
A) A Vepor=takaró kristályos palatömege	6
a) A Vepor=takaró idősebb, üledékes kőzetekkel szoros kapcsolatban álló rétegsorozata	6
1. Csomós gneisz	6
2. Fillites kőzetek	7
b) Intrúziós kőzetek	7
c) Intrúziós jellegű és injekciós kőzetek	7
d) Adatok a Vepor kristályos tömegének vegyi ismeretéhez	9
B) Föderata=kvarcitsorozat	9
a) Kvarcitpala	9
b) Fillites sorozat	10
c) A fillites csoport zöldkő= és zöldpala=közbetelepülései	10
C) Föderata=mészkősorozat	10
a) Rauvakke	10
b) Szemcsés mészkő	11
c) Palás mészkő	11
d) Agyagpala	11
D) A Vepor=takaró elhatárolásának kérdése	11
E) A Föderatasorozat elterjedése a szomszédos területeken	12
F) A Föderatasorozat kora	12
II. <i>Szepességi takaró</i>	13
A) A porfiroidos öv	13
a) Üledékes eredésű tagok	13
b) Erupciós eredésű tagok	14
1. Porfiroidok	14
2. Kvarcos porfirítoid	14
3. Zöldkő	14
c) A porfiroidok tektonikája	14
B) Zöldkőpala=öv	14
a) Karbonátos rétegsorozat	14
b) A karbonátos sorozattal kapcsolatos egy=ásványos kőzetek	15

	Oldal
c) Metamorf diabázok s diabáztufitok	16
1. Valószínűleg tufitokból és üledékekből keletkezett palák	16
2. Zöldkőpalák, amelyeknek eredeti szövete a metamorfózis során teljesen elveszett	16
3. Magnetitoktaederes zöldkővek, felismerhető diabázos szövettel	16
4. Biotitos s magnetitoktaederes zöldkővek	16
5. Amfibolitos zöldkővek	16
d) A déli zöldkőpala=vonulat	17
C) Felsőkarbonelőtti intrúziós kőzetek	17
a) Kvarcos diorit	18
b) Bitofitos granitit	18
c) Kvarcos dioritaplit	18
d) Amfibolit	18
e) Diopszidos amfibolit	18
f) Szerpentin	19
g) A karbonelőtti mélységbeli kőzetek intrúziós kapcsolata	19
D) Felsőkarbon	20
a) A felsőkarbon rétegsorozat elhatárolása	20
b) A diorit=amfiboliton nyugvó felsőkarbonrögök	21
c) A diorit=amfibolit=tömegtől északra és délre fekvő karbonvonulatok	23
1. Az északi karbonvonulat	24
2. A diorit=amfibolit tömegtől D-re lévő karbonvonulatok	24
d) Az infrawestfáliai diszkordancia kérdése	25
e) Megjegyzések a felsőkarbon elterjedéséhez a Szepes=Gömöri Érchegeység É-i peremén	26
1. A kassakörnyéki karbon	26
2. A bindti konglomerátum	27
f) A dobsinai karbon korkérdése	28
E) A konglomerátum=öv (Perm?)	30
a) Alsó grauvakke=konglomerátum	30
b) Felső konglomerátum=breccsa	30
c) Tarka homokos=palás tagok	30
d) A konglomerátum=öv korának kérdése	31
e) A déli konglomerátum=öv	33
F) Triász	34
G) Dobsina környékének ércelőfordulásai	34
H) Dobsina környékének tektonikai felépítése	37
I) A Szepességi takaró általános képe	37
K) A dobsinakörnyéki paleozoikum összehasonlítása a Szudeták és a Keleti Alpok hasonlókorú rétegeivel	39
Irodalom	német szöveg pag. 111

DIE GEOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE
DER UMGEBUNG VON DOBSINA

VON

P. ROZLOZSNIK

EINLEITUNG.

Vorliegende Arbeit bildet eine Zusammenfassung der vom Verfasser in der Umgebung von Dobsina (Dobsina) vorgenommenen Studien. Dieselben sind in mehreren kurzdauernden Etappen erfolgt. Der ursprüngliche Plan bezweckte eine Vorstudie zur montangeologischen Aufnahme der Erzlagerstätten des Nordsaumes des Szepes(Zips)—Gömörer Erzgebirges. Im Jahre 1913 konnten je ein Frühlings- und je ein Herbstmonat dem Studium der Umgebung von Dobsina und seiner Erzlagerstätten gewidmet und im Mai 1914 auch das Quellgebiet des Dobsch-Baches kennen gelernt werden. Durch den ausgebrochenen Weltkrieg wurde die Fortsetzung der Studien und eine Zusammenfassung derselben vereitelt. Die nach dem Weltkrieg folgenden Zeiten stellten den Verfasser vor andere Aufgaben. Durch besondere Verhältnisse begünstigt standen ihm aber im Jahre 1929 drei Wochen zum Studium des Quellgebietes des Sajó-Flusses zur Verfügung. Inzwischen gelang es ihm auch seinen für die Wissenschaft viel zu früh verschiedenen Neffen, Gy. RAKUSZ für die Karbonfauna von Dobsina zu interessieren. Die Früchte seiner mühsamen und grundlegenden Untersuchungen liegen den Fachkreisen in einer umfangreicheren Monographie vor.

Vorliegende Arbeit kann also auch etwa als der geologische Appendix der Monographie von RAKUSZ betrachtet werden. Die Erzlagerstätten, deren seinerzeit durch den Verfasser studierter Stand durch die neueren Aufschlüsse bereits überholt ist, sollen nur kurz gestreift werden.

Wohl infolge der geringen Ausdehnung des bearbeiteten Gebietes ist bezüglich der Geologie von Dobsina noch mancher Schleier zu lüften. Verfasser wird es als reichlichen Lohn betrachten, einige Probleme richtig erfasst, andere weitergefördert zu haben und zur Klärung der Geologie dieses geologisch hochinteressanten Gebietes auch seinen bescheidenen Anteil beigetragen zu haben.

DIE ALLGEMEINE GEOGRAPHISCHE UND GEOLOGISCHE STELLUNG DER UMGEBUNG VON DOBSINA (DOBSINA).

Das studierte Gebiet bildet das Quellgebiet des Sajó-Flusses und seines Dobsch genannten Nebenzweiges. Beide Anfangszweige verfolgen vorerst eine streichende, östliche Richtung. Nach einem östlichen Verlauf von etwa 12–15 km überschlagen sie plötzlich in die südliche Querrichtung und gelangen dadurch zur Vereinigung.

Das Quellgebiet des Sajó-Flusses schliesst sich dem wichtigen Wasserscheideknoten des Königs-Berges an. Der nach N abschliessende Gebirgsrücken fällt mit der Wasserscheide zwischen dem Sajó-Fluss und dem den Hernád speisenden Gölnic-Fluss zusammen. Sein Verlauf wird durch die Gipfel Andrejsko (1271 m), Schwarzenberg (1149), Stempelscheuer (964 m), Hopfgarten (951 m), Gugl 999·7 m und Eber-Berg (1022 m) fixiert.

Jenseits des nach West abschliessenden Gebirgsrückens folgt das Quellgebiet der Garam (Hron). Diese Wasserscheide kulminiert in den Gipfeln Tresnik (1398) und Stolica (1480 m).

In geologischer Hinsicht vollzieht sich auf unserem Gebiet der Wechsel zweier wichtigen geologischen Einheiten. Bevor wir nämlich in W-licher Richtung die Wasserscheide des Sajó- und Garam-Flusses überschreiten, nimmt die das Szepes-Gömörer Erzgebirge zusammensetzende Gesteinsserie, die von Kassa (Košice) aus mit oft ermüdender Eintönigkeit in einer Länge von rund 70 km über Dobsina streicht, samt den sie begleitenden Erzlagerstätten ein unvermitteltes Ende und macht jener des Vepor-Gebirges Platz.

Die Gegenüberstellung dieser zwei Serien reicht bereits auf die Untersuchungen von D. STUR zurück, der die Tonglimmerschiefer-Karpatengneissserie des Szepes-Gömörer Erzgebirges dem Tresnik-Massiv und dem Branyisko-Massiv als ein jüngeres kristallines Gebirge (Volovec-Massiv) gegenüberstellte (77, p. 399).

Die Erkennung der Karpatengneise als Porphyroide durch F. SCHAFARZIK (70) liess das Volovec-Massiv in einem neuen Licht erscheinen. In der älteren Darstellung der Karpaten von V. UHLIG wurde das Vepor-Gebirge: „der innere Gürtel“ als Fortsetzung der Zentralalpen und ein Stück der variscischen Karpaten in seinem ursprünglichen Bau gedeutet (38, p. 691 u. 702). Zur Deckenlehre bekehrt, hat später V. UHLIG den Branyisko und mit Fragezeichen auch das Vepor-Gebirge und das Volovec-Massiv STUR's der von ihm unterschiedenen tieferen Deckeneinheit der hochtatrischen Fazies einbezogen. Diese metamorphen Gesteine erscheinen daher in seiner Synthese in einem grossen Fenster und das sie hier und dort deckende Mesozoikum wird als Deckschollen gedeutet (84).

Ein anderer Weg wurde von LIMANOWSKI eingeschlagen. Nach seiner Auffassung gelangt im Fenster der Tatra das tiefste helvetisch-hochtatrische Substratum an die Erdoberfläche. Südlich erscheinen zwei zentralkarpatische Decken (mit der hochtatrischen Fazies in Ballensteiner Entwicklung): die untere Decke der Niederen Tatra und die höhere Decke des Szepes-Gömörer Erzgebirges (Zipser Decke). Darauf würde dann die subtatrische Decke und zu oberst die Klippendecke folgen (42, 43).

Die ungarischen und die als Fortsetzung derselben seitens der tschechoslovakischen Geol. Anstalt unternommenen geologischen Aufnahmen haben diese älteren Vorstellungen vielfach verändert. In der neuesten Synthese von A. MATEJKA und D. ANDRUSOV erscheinen die Gemeriden (Zipser Decke von LIMANOVSKI) neben den Pieniden, Tatriden und Graniden als der innerste Deckenkomplex höherer Ordnung (46, p. 25 u. 78).

Wie es bereits einleitend erwähnt wurde, treten innerhalb der Gemeriden auf unserem Untersuchungsgebiet zwei scharf voneinander abweichende Serien auf:

- I. Die Vepor-Decke.
- II. Die Zipser-Decke, welche Bezeichnung wir ausschliesslich für die Schichtenfolge des Szepes-Gömörer Erzgebirges vorbehalten.

Wir wollen nun vorerst die Bauelemente einer jeden dieser Decken kennen lernen.

I. DIE VEPOR-DECKE.

Am Aufbau dieser Einheit nimmt auf dem hier beschriebenen Gebiet ausser dem den Hauptanteil des Vepor-Gebirges bildenden Kristallin noch eine Schichtenfolge halbmetamorpher Gesteine teil, welche letztere ihre Hauptverbreitung im Murányer Gebirge findet. Das darüber Bekannte wird im Späteren angeführt werden.

Die Vepor-Decke macht an der Wasserscheide des Garam und des Sajó nicht Halt, sondern greift auch in das Quellgebiet des Sajó über.

Die im Dobsch-Bach auftretenden Glieder der Vepor-Decke sind bisher am eingehendsten von V. ILLES (36) beschrieben worden und auch der Verfasser hat sie in seinem Aufnahmeberichte kurz gekennzeichnet (69). Die Aufeinanderfolge der einzelnen Glieder ist eine einfache und klare, die Altersdeutung derselben stösst aber gegenwärtig noch auf unüberwindliche Schwierigkeiten.

Innerhalb der Vepor-Decke lassen sich folgende Glieder unterscheiden:

- A) Vepor-Kristallin,
- B) Phyllitische Hangendgruppe,
- C) Förderata-Quarzitgruppe,
- D) Förderata-Kalksteingruppe.

A) VEPOR-KRISTALLIN.¹

Schon A. Kiss hat im Quellgebiet des Dobsch-Baches *Granit* und *Glimmerschiefer* unterschieden (41) und auf der Wiener Karte finden wir innerhalb des als Gneis bezeichneten Vepor-Kristallins die zwei gewaltigen Granitmassen der bereits ausserhalb des hier beschriebenen Gebietes liegenden Kohut- und Stolica-Gipfel verzeichnet. Wenngleich die Unterscheidung dieser beiden Glieder sicher nicht eine gewisse Berechtigung entbehrt, so stehen sie doch — wie es bereits die Untersuchung der südöstlichen Gebiete durch H. v. BOCKH, St. VITALIS und JUNGHANN nachgewiesen hat — einander nicht so scharf gegenüber und ist der intrusive Anteil auch in unserem Gebiet auf Kosten der Paragesteine zu vergrössern.

Vor allem muss das Fehlen eines diskordanten Intrusionskontaktes auffallen. Dieses Verhältnis wurde bereits von V. ILLES deutlich erkannt, er spricht von einem Eruptivstock mit „Schalenstruktur“, hebt die vorherrschend geschieferte und porphyroidartige Tracht der Gesteine hervor, „so dass vom typischen bis zum ganz geschichteten Granit eine ganze Serie den langsamen Übergang vermittelt“

¹ Vergl. ILLES (36, p. 135) und ROZLOZNIK (69, p. 419).

(36, p. 735). Wie es bereits aus diesem Zitat erhellt, wollte ILLES in dem ganzen Kristallin nur die verschiedenen Fazies eines Granitstockes erblicken, eine Anschauung, der nicht ganz beigepflichtet werden kann. Allerdings kommt man im Felde, bei der Unterscheidung der eruptiven und sedimentären Anteile oft in Verlegenheit, anderseits aber ist der sedimentäre Charakter mancher Glieder schon auf den ersten Blick unverkennbar.

Man hat es mit einem vorzüglich ausgebildeten parallelen Intrusionsverband zu tun, begleitet von einer Injektion und Feldspatisierung der Intrusionshülle und einer vorherrschend parallelen, meist auch gestreckten Textur der einzelnen Glieder, wodurch der ganzen Serie der Stempel einer geologischen Einheit aufgeprägt wird.

a) *Der mit sedimentären Gliedern eng verbundene Anteil des Vepor-Kristallins.*

Nach Abscheiden der deutlichen Intrusiv- und Injektionsgesteine verbleibt uns eine noch wechselvolle Gruppe mit einer abnehmenden Intensität des Kristallisationsgrades. Es sind dies vorerst mehr oder weniger biotitreiche Knotengneise mit Feldpat- und Quarzknoten, die mit der Abnahme der Korngrösse der Knoten etwa an die Tracht stärker unkristallisierter Porphyroide gemahnen. Mit Ausbleiben der Knoten stellen sich schliesslich Quarz-Serizitphyllite ein, andere Typen entsprechen Glimmerphylliten.

1. Quarz-Albitknotengneise.

Die augengneis- und porphyroidähnliche Tracht der Gesteine hat ILLES zu ihrer Deutung als dynamometamorphe Granitfazies veranlasst. Das mikroskopische Bild dieser Gesteine bietet uns für diese Ansicht keine unmittelbare Stütze. Für ihre richtige Deutung besonders bedeutungsvoll erweist sich ein Aufschluss der Zelinova dolina an der Südlehne des Palenyisko, SW-lich von Sajóréde (Rejdova).

Verlassen wir, im Tale abwärts schreitend, die letzten linkseitigen Granitgneis-Felsengruppen, so findet sich etwa 400 Schritte hindurch vorerst kein Aufschluss. Alsdann erscheinen gleichfalls im linken Talufer, etwas oberhalb des Talniveaus abermals stark zerklüftete Felsengruppen, von denen die erste an ihrer Basis folgende Verhältnisse aufweist. Das dickbankige Gestein lässt ausser den obligaten Quarzfeldspatknoten bis walnussgrosse, teilweise kantig begrenzte Rollstücke von Plagioplit und Quarz erkennen. Manche bis 6 cm lange aplitische Linsen sehen eher wie Injektionen aus. Parallel der Bankung ist auch ein 0.3 m mächtiger Quarzlagergang zu beobachten. Aus der längs einer Querkluft ausgebildeten Steilwand konnte mit dem Geologenhammer leider nur ein Gneisgerölle gewonnen werden.

Dasselbe erweist sich u. d. M. als ein nicht geschiefertes, gleichmässig gemengtes, vorherrschend aus Plagioklas zusammengesetztes Gestein mit einer Korngrösse von 0.3 — 1 mm. Der Plagioklas ist lappig begrenzt, vorherrschend nach dem Albit-, seltener auch nach dem Karlsbader- und Periklin-Gesetz verzwillingt. Manche Körner sind kaum verzwillingt, vereinzelt tritt auch Schachbrettalbit auf. Er ist ohne auffallende Kataklyse und nur mitunter etwas verbogen. Im Innern sind als Entmischungsprodukte kleine farblose Glimmerschüppchen zu beobachten, die der Saumpartie fehlen. Einschlüsse bilden in ihm Biotit und Quarz. Die gegenwärtige Plagioklassubstanz entspricht laut den Auslöschungsschiefen in Schnitten $\perp \alpha$ (-14°) dem Albit.

Die nach dem Albit sich erübrigenden Lücken füllt Quarz aus. Seine einheitlichen Körner lassen nur eine leise undulöse Auslöschung erkennen. Feinere örtlich beobachtbare Quarzaggregate

sehen wie Infiltrationen aus. Vereinzelte limonitisierte Biotitschuppen, spärlicher leukoxenierter *Titanomagnetit* und *Apatit* vervollständigen die Mineralassoziation.

Es liegt demnach ein Gestein vor, das eine gewisse Kristallisationsschieferung durchgemacht hat.

Das die Gerölle bergende Nebengestein erwies sich als vorherrschend aus Quarz zusammengesetzt. Es besteht daher ein scharfer Gegensatz zwischen den Geröllen und dem Nebengestein. Gesteine von demselben Typus besitzen eine grössere Verbreitung und unterscheiden sich nur in der bedeutenderen Dicke der Lagen und bedeutenderen Grösse der Quarz- und Feldspatknoten von den porphyroidähnlichen Knotenschiefern, so dass die Kennzeichnung all dieser Gesteine summarisch erfolgen kann. Es sind in der Regel gestreckte, helle Gesteine, die an den mehr oder minder höckerigen Schichtflächen meist eine streifige Verteilung der *Glimmer* aufweisen. Am Querbruch sind 0·3—3 mm grosse Knauern und Augen von Quarz, meist untergeordnet auch solche von *Albit* zu erkennen. Textur lagenförmig bis feinschieferig.

U. d. M. kennzeichnen sich diese Gesteine durch die ungleichmässige Verteilung der Gemengteile; die prozentuale Zusammensetzung und Korngrösse des Gemenges wechselt lagen- und linsenförmig ab. Die makroskopischen Quarzknauern füllen längliche, eckig, seltener rundlich begrenzte, mitunter auch quer zur Schieferung angeordnete Räume aus. Sie bilden im allgemeinen bereits Aggregate, vereinzelt Körner erreichen auch die Korngrösse von 1—2·5 mm, in der Regel schwankt aber die Korngrösse der gröberen Aggregate zwischen 0·4—1 mm, jene der feineren zwischen 0·2—0·4 mm. Die einzelnen Körner löschen undulös aus und greifen mit verzähnelten Grenzen ineinander, seltener sind sie mosaikartig ausgebildet. Im Quarz sind hin und wieder haarfeine Rutilnadelchen ausgeschieden, die in kataklastischen Körnern staffelförmig verschoben sind. Die Quarzknauern bestehen in der Regel aus reinem Quarz, nur ganz vereinzelt gesellen sich dem Quarz auch einige Individuen von *Albit* zu, oder schliesst sich den Quarzknauern Schachbrettalbit an.

Die Feldspatäugen erweisen sich als einheitliche *Albit*-Holoblasten. Sie sind lappig begrenzt und stellen sich mit ihrer Hauptzone (parallel der *Albit*lamellierung) in der Regel senkrecht, oder nur etwas schief zur Schieferung. Sie wurden von der Dislokationsmetamorphose nicht betroffen, nur ganz vereinzelt lassen sich auch gebogene *Albit*lamellen beobachten. Ihre Individuen sind manchmal kaum verzwilligt, seltener auch als Schachbrettalbit ausgebildet. Als Einschlüsse finden sich Quarz, kleine *Glimmerschüppchen*, seltener auch *Epidot* und kleine limonitisch verwitternde *Karbonatrhomboederchen*. In den albitreicheren Typen sind lappig begrenzte, einschlussfreie Säume vom Einschlüsse führenden Kern durch geradlinige, scharfe Konturen (Kristallflächen) geschieden. In einem Fall schloss sich einem *Albitholoblast* randlich eine grobe *Myrmekit*bildung an. Die Korngrösse der kleineren *Albitholoblasten* beträgt nur 0·3—0·5 mm. Das Hauptgewebe weist eine schieferig-parallele Anordnung auf, in den einzelnen Lagen herrschen bald die *Glimmer*, bald der Quarz vor, seltener — besonders in an *Albitholoblasten* reicheren Gesteinen — tritt auch *Albit* auf. Der Quarz bildet teils schmale Linsen, teils zwischen den *Glimmer*zügen abgeplattete, 0·04—0·3 mm lange, oblonge Körner, die linsen- oder lagenweise eine nahezu parallele Regelung erkennen lassen. Unter den *Glimmern* herrscht in der Regel der *Muskovit* vor. Sie bilden Schuppenzüge, die örtlich anschwellen können. Der *Biotit* bildet auch grössere *Xenoblasten*, die teilweise sagenitische *Rutilausscheidungen* erkennen lassen. Ferner sind in jedem Schliff, wenn auch nicht reichlich, so doch ständig idioblastische Säulchen von *Turmalin* anzutreffen, die wie

gewöhnlich, keine Spur einer Kataklyse zeigen. Ihre Hauptachse stimmt meist mit jener der Schieferung überein, seltener steht sie quer dazu und dann besitzen sie einen gedrungeneren Habitus. Weitere akzessorische Gemengteile sind: gedrungene Säulchen von *Apatit*, *Rutil*aggregate und leukoxenisch verwitterter *Titanomagnetit*. Manche Linsen und Lagen weisen mitunter einen reichlicheren Gehalt an ferri- und graphitischem Pigment auf und diese fallen bereits makroskopisch durch ihre dunkelgraue Färbung auf.

Manche Gesteine, wie z. B. eine von der Hajnalova gesammelte Probe, führen reichlicheren *Biotit*, dessen Anordnung Faltenzüge indiziert, wobei die einzelnen Biotitschuppen im grossen ganzen parallel zur Schieferung angeordnet sind. Diese Faltenzüge zeigen wohl die ursprüngliche Materialverteilung an. Entsprechend dem melanokrateren Charakter, tritt auch häufiger *Magnetit* auf, dessen reichlicheres Auftreten örtlich von einem radialstengelig angeordneten, epidotartigen Mineral begleitet wird, das einen Pleochroismus: bräunlich—grünlichgrau aufweist. Ein ähnliches Bild bietet das von V. ILLES unter dem Elterstein aufgesammelte, an Biotit reichere Gestein. Dasselbe wird von *Biotit*-schuppen spitzdiagonal durchflochten. Die einzelnen Biotitschuppen erreichen die Grösse von 1 mm bei einer Breite von 0.2 mm; *Querbiotit* tritt seltener auf. Die Biotitindividuen weisen stellenweise Einschlüsse von eckigem *Quarz* auf. Dem Biotitgeflecht setzt sich bartartig feinschuppiger *Muskovit* an; kleine *Muskovit*lamellen können den Biotit auch quer durchwachsen. Der spärlich auftretende *Pistazit* schliesst sich dem Biotit an, auch gedrungene Säulen von *Apatit* gesellen sich dazu. Zwischen den Biotitschuppen des Biotitgeflechtes sitzen oblonge, 0.05—0.3 mm lange *Albit*körner, seltener solche von *Quarz*. In den Maschen des spitzdiagonalen Biotitgeflechtes sitzen 0.3—1 mm grosse, auch quer angeordnete *Albit*-Individuen, sie bergen wenige Säulen von *Zoisit*mineralien und Schüppchen eines hellen *Glimmers*.

Schliesslich soll noch die Kennzeichnung eines von V. ILLES NO=lich vom Höhenpunkt 1924 des Buchwaldes aufgesammelten, an Biotit reicheren Gesteines, das 2—5 mm lange Quarzlinsen aufweist, folgen.

Das Gestein weist eine lagen- und linsenförmig wechselnde Korngrösse auf. Die Lagen mit feinerer, unter 0.1 mm liegender Korngrösse setzten sich aus *Albit*, *Biotit*, *Muskovit* und spärlichen *Zoisit*- und *Rutil*nädelchen zusammen. Dazu gesellt sich poikilitisch begrenzter *Albit* mit einer bedeutenderen Korngrösse von 0.2—0.5 mm und mit regellos oder parallel angeordneten Glimmer- und *Zoisit*einschlüssen. Gedrungene *Apatit*säulchen sind auch nicht selten. In manchen gewellt verlaufenden Lagen herrschen *Muskovitschüppchen* vor. In anderen Lagen und Linsen finden wir *Plattenquarze* oder *Quarzmosaik*e, die keine kataklastischen Erscheinungen aufweisen.

Die auch makroskopisch auffallenden Quarzlinsen werden auch von *Biotit* und spärlichem *Kalzit* begleitet. Der *Quarz* bildet ein gröberkörniges Aggregat; in manchen kleineren Linsen ist es trotz der bereits einsetzenden Kataklyse erkennbar, dass ursprünglich fast nur ein einziges, einheitlich orientiertes Quarzindividuum vorgelegen hat. Der rostbraune *Biotit* tritt innerhalb der Quarzlinsen oder als randliche Begrenzung derselben auf und bildet bis 1 mm lange, dicke, terminal zerfaserte Tafeln und lässt um *Orthit*einschlüsse ausgezeichnet entwickelte pleochroitische Höfe erkennen.

Letztere Beobachtungen lassen es als zweifellos erscheinen, dass bei dem Einsetzen der Blastese bereits ein tektonisch verarbeitetes Ausgangsgestein vorlag. Im Anschluss an die Intrusion

erfolgte die Injektion von Quarz, wobei letzterer als Träger der umkristallisierenden Agentien die Bildung der Biotite bewirkte.

Es liegt daher eine quarzreiche Gesteinsserie vor, in deren Ausgangsmaterial auch konglomerat — brekzienartige Gesteine eine Rolle spielten. Es könnte wohl auch die Herkunft der Quarzknuern im Injektionswege in Frage kommen — wie dies bei einzelnen Linsen ja zweifellos der Fall war —, doch scheint mir diese Ansicht in Anbetracht der vorherrschend eckigen Begrenzung derselben unwahrscheinlich. Die Gesteinsserie war einer mit der Intrusion des Eruptivmaterials zeitlich zusammenfallenden Kristallisationsschieferung unterworfen. Die während der Metamorphose obwaltenden *pt*-Verhältnisse waren zur Bildung von Kalifeldspat und von Kontaktmineralien nicht günstig, es ist nur zur Bildung des Mineralbestandes der oberen Temperaturstufe gekommen. Die tektonische Durchbewegung scheint in ihrer Hauptintensität ein vorkristalliner Prozess gewesen zu sein.

2. Phyllitgruppe.

Durch Ausbleiben der Feldspat=Quarzaugen entwickeln sich — wie erwähnt — im hangenderen Teil der Serie Gesteine vom Typus der besser kristallinen Graphit=Serizit= und Serizitphyllite. Ein derartiges, auf der Hajnalova eingesammeltes Belegstück wies u. d. M. folgendes Bild auf.

Die Struktur ist eine ausgezeichnet schieferig=flaserige, dünne Glimmerlagen wechseln mit solchen von Quarz ab. Der Glimmer ist vorherrschend *Muskovit*, untergeordneter auch rotbrauner *Biotit*. Seine dünnen Täfelchen sind oft nur 4—6 mm dick, nur wenn er sich seltener quer zur Schieferung stellt, weist er einen dicktafeligen Habitus auf. In den Glimmerblättchen sammeln sich besonders das feinverteilte graphitisch=ferritische Pigment und auch Rutilmikrolithe an. Auch feine Nadelgruppen eines hellgraulichen *epidot*artigen Minerals treten auf.

Die Quarzlagen besitzen nur eine Dicke von 0.08 mm und die einzelnen Quarzindividuen füllen die ganze Lage aus. Sie löschen etwas undulös aus, lassen aber sonst keine Regelung erkennen. Vereinzelte *Turmalin*individuen treten ohne jedwelcher Orientation auf. Ausser dem im Glimmer eingeschlossenen Pigment sind einzelne Lagen oder Linsen ganz von Pigment erfüllt.

b) Der intrusive Anteil des Vepor=Kristallins.

Die wenige Zeit, die dem Verfasser zum Studium des Quellgebietes des Sajó zur Verfügung stand, wurde in erster Linie der Vervollständigung der Dobsinaer Aufnahme gewidmet und es wurde beim Erreichen der grobkörnigen Granitgneise meist Halt gemacht. Demnach können darüber nur einige orientierende Mitteilungen folgen.¹

Die grobkörnigen Granitgneise (z. T. Riesenkorngranitgneise) besitzen eine Paralleltexur und sind stark zerklüftet. An manchen Felsrücken, wie z. B. am Palanyesku=Rücken in der Umgebung des Höhenpunktes 1162 m bilden sie bizarre Felsgruppen, im allgemeinen neigen sie zur Blockbildung. Die Tallehnen und die Talanfänge sind daher meist von ihren Blockablagerungen bedeckt. Diese reichere Blocklieferung reicht ungefähr bis zu jener Terrasse, auf welcher die Gemeinde Sajóréde liegt und auf welcher sich noch hin und wieder hüftengrosse Blöcke vorfinden.

¹ Aus diesem Grund wurde auch auf unserer geologischen Karte das Vepor=Kristallin mit einer Farbe ausgeschieden.

Im Folgenden soll nur die mikroskopische Beschreibung einiger mittel- bis feinkörnigen Varietäten der Grenzzone folgen, die teilweise auf einer Durchmusterung der allerdings ziemlich dicken Dünnschliffe, die seinerzeit für V. ILLES hergestellt wurden, beruht.

1. Biotitgranitit.

Manche Gesteine, wie z. B. das NW-lich von Sajóréde, W-lich der Aufschrift Klimentou und unterhalb des Höhenpunktes 1137·9 m aufgesammelte, lässt erst eine Andeutung von einer Paralleltextur erkennen. Die Korngrösse schwankt zwischen 3–5 mm.

Das mikroskopische Bild gibt eine energischere mechanische Beeinflussung kund. In der Zusammensetzung herrscht *Plagioklas* vor. Derselbe ist in seiner Gänze hydrolytisch entmischt; in einem *Albit*untergrund mit der Auslöschungsschiefe von -14° im Schnitte $\perp \alpha$ finden sich vorzüglich helle *Glimmerschüppchen*, daneben aber auch reichlich Mikrolithe der *Zoisit*gruppe. Als primärer Einschluss findet sich *Biotit*, gegen den Kalifeldspat zu sind oft einschlussfreie *Albitsäume* ohne *Myrmekit*bildungen zu beobachten. Die *Plagioklas*individuen sind meist mechanisch stark hergenommen. Ihre *Albit*lamellen sind mitunter gebogen, insbesondere aber werden sie von Bruchzonen durchsetzt, entlang deren sich parallele helle *Glimmerschüppchen* ausgebildet haben. In breiteren Sprungausfüllungen sind in den *Muskovit*blättchen auch die Stengel von *Myrmekitquarz* festzustellen, andere Sprünge werden von unverzwilligtem *Albit* und *Biotit* erfüllt.

Der *Kalifeldspat* tritt in grösseren Individuen auf und birgt kleinere Einschlüsse von Quarz und *Plagioklas*. Die mechanische Einwirkung wird durch seine gestreifte Auslöschung und durch Sprungrisse, entlang deren die Bildung von farblosem Glimmer einsetzt, verraten. Stellenweise wird er von *Schachbrettalbit* verdrängt.

Der *Quarz* weist eine undulöse Auslöschung auf, stellenweise ist er wohl auch kataklastisch zertrümmert, aber nur wenig gestreckt.

Der *Biotit* findet sich teilweise in primären dicken Tafeln. Dieselben lassen um *Orthite*einschlüsse pleochroitische Höfe erkennen und bergen des öfteren *Rutil*mikrolithe (*Sagenit*). Manche Tafeln sind verbogen und werden lamellar von *Pistazit* ersetzt. An den Grenzen der Feldspate haben sich mitunter Fasern von hellem und dunklem Glimmer ausgebildet. *Apatit* und *Zirkon* vervollständigen die Mineralassoziaton. Entsprechend der makroskopischen Tracht, weist daher das Gestein nur die ersten Anzeichen einer Flaserung auf. Eine bedeutend stärkere Ausarbeitung einer Paralleltextur lassen jene porphyrtigen *Plagioklas*granitgneise erkennen, die V. ILLES jenseits des Csuntava-Sattels (Höhenpunkt 1173 m) im Anfange des Spiski-Potok und westlich davon, auf der nach Telgart führenden Chaussée aufsamelte (diese Stellen liegen bereits ausserhalb unserer Karte).

Die beiden stark geflaserten Gesteinproben lassen u. d. M. die Anzeichen starker Pressung erkennen. Die mit *Glimmer-Zoisit-Epidot*bildungen vollgespickten *Plagioklas*individuen sind oft zerbrochen, von Quetschzonen zersetzt und von hellen Glimmersträhnen durchflasert. Die *Quarzkörner* sind in Linien ausgepresst, die einzelnen Körner sind in ein teilweise in einer Richtung gestrecktes Mosaik übergegangen. Der des öfteren zersetzte *Biotit* hat sich in Fasern angeordnet. Andere, aus feinem hellem Glimmer und örtlich auch von *Pistazit* zusammengesetzte Fasern scheinen sich auf Kosten des *Biotits* gebildet zu haben.

2. Quarzführender Dioritgneis.

Das von V. ILLES am Oberen Buchwald, östlich von dem zwischen dem Tresnik- und Buchwald-Gipfel gelegenen Höhenpunkt 1245'1 m aufgesammelte Gestein muss bereits als ein leukokrater, feinkörniger *Diorit* bezeichnet werden.

Das Gestein besitzt eine durchschnittliche Korngrösse von etwa 1 mm und ist parallel-lentikular struiert. In seiner Zusammensetzung herrscht der entmischte, von *Glimmerschüppchen*, *Epidot*- und *Zoisit*mineralien vollgespickte *Plagioklas* vor, *Quarz* tritt nur untergeordnet auf, *Kalifeldspat* fehlt. Zwischen den *Plagioklas*individuen finden sich parallel angeordnete, dicke Schuppen von *Biotit*, die örtlich in *Epidot* und *Pennin* übergegangen sind. Gedrungene Säulchen von *Apatit*, von einer Länge bis 0'1 — 0'5 mm sind reichlich zugegen, *Eisenerz* fehlt.

3. Aplitische Randfazies(?)

Schliesslich sollen noch die Ergebnisse der Untersuchung eines von V. ILLES als *Aplit* bezeichneten Dünnschliffes folgen, dessen Handstück unmittelbar unterhalb des Gipfels 1361'2 m des Tresnik, an der Ostseite aufgesammelt wurde.

U. d. M. lässt das Gestein eine porphyrtartige Struktur erkennen. Porphyrtartig heben sich bis 3 mm lange *Kalifeldspat*individuen hervor, die aber mechanisch stark mitgenommen sind. Sie lassen eine verschwommene *Mikroklitterung* erkennen, werden dabei von Drucksuturen und Zertrümmerungszonen durchsetzt, entlang deren eine Verglimmerung Platz greift. Das Grundgewebe, mit einer Korngrösse von 0'1—0'3 mm, setzt sich aus *Muskovit*blättchen und einem gestreckten *Quarz*mosaik zusammen.

Wir haben daher ein bereits ummineralisiertes Gestein vor uns und es ist unentscheidbar, ob nicht etwa eine gepresste *Arkose* vorliegt? Umsomehr, als ich selbst unterhalb des erwähnten Gipfels in meinem Notizbuch *Quarzit* verzeichnete.¹ Damit soll aber das Auftreten von *Aplit* nicht bezweifelt werden; ich selbst habe vom Buchwald aplitbänderführende Glimmerschiefer aufgezeichnet und auch im Granitgneis der Pod-Rovnu-Lehne parallel der lentikularen Textur eingedrungene *Pegmatit*- und *Quarz*linsen beobachtet.

c) Intrusionsverband und Injektionsgesteine.

Resonders instruktiv für den Intrusionsverband ist ein Aufschluss des vom Roven abfliessenden linkseitigen Wasserrisses im Anfangsabschnitt des Sajó-Flusses. Knapp vor seiner Mündung ist in dem erwähnten Wasserriss ein Wechsel von hellen und dunklen Lagen zu beobachten; das Material der hellen Lagen ist ein deutlicher Granit, jenes der dunklen Lagen ein Paragneis. Im Aufschluss ist übrigens der eruptive Anteil im Übergewicht, das glimmerreiche Nebengestein erreicht nur eine maximale Lagendicke von 0'1 m. Die Textur beider Gesteine ist eine parallele, sie fallen unter 45° nach 10^h ein, die dunklen Paragneislagen können sich aber auskeilen (s. Fig. 1.)

Der *Granit* der hellen Lagen ist ein ziemlich leukokrates Gestein, in welchem *Plagioklas* und *Kalifeldspat* etwa in gleicher Menge vorhanden sind. Der *Kalifeldspat* hebt sich porphyrtartig hervor. Ansonsten lässt das Gestein die Anzeichen einer recht intensiven dynamischen Beeinflussung erkennen,

¹ Wie bei der Beschreibung der Quarzite erwähnt, führen dieselben gleichfalls vereinzelte *Kalifeldspat*körner.

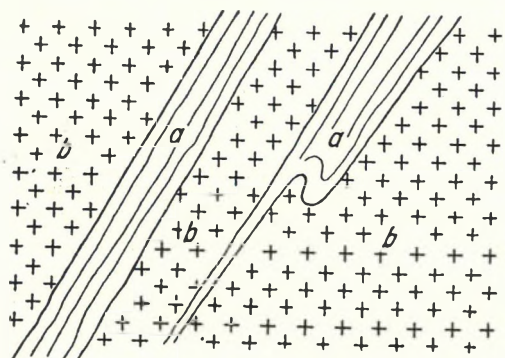


Fig. 1. Albitgneisbänke im Granit.
a = Albitgneis, b = Granit.

wie sie im vorhergehenden Abschnitt geschildert wurde. Der Quarz bildet einen kataklastischen Mörtel und ist teilweise länglich ausgewalzt. Der gebleichte *Biotit* umflasert die Feldpate.

Das Nebengestein ist ein dunkler, biotitreicher, feingefalteter Schiefergneis. U. d. M. erweist er sich als ein an *Biotit* und *Albit* reicheres Gestein von wechselnder Korngrösse und Zusammensetzung. Der Albit bildet etwas gröbere Aggregate mit der Korngrösse von 0.3–0.8 mm und diese bilden mit spärlichem Quarz die makroskopischen Knoten. Die einzelnen Individuen sind bald normal verzwillingt, bald bilden sie nur einfache Zwillinge und bergen nur spärliche *Muskovit* und *Epidot*mikrolithe. Er lässt nur geringe dyna-

mische Beeinflussungen erkennen. Die reichlichen Biotitfasern besitzen einen gewundenen, oder zickzackförmigen Verlauf. Die einzelnen Blättchen erreichen eine Länge von 1 mm, sind schokoladebraun, lassen stellenweise um *Orthit* pleochroitische Höfe erkennen. Sie sind im allgemeinen noch frisch, nur randlich setzt eine *Rutil*nadelausscheidung ein; Stauchungserscheinungen sind an ihnen nicht selten. Die Biotitschuppen werden nur von spärlichen hellen Glimmerblättchen begleitet. Als mit dem Biotit gleichwertiger Gemengteil tritt ein Mineral der *Zoisit*gruppe ziemlich reichlich in 0.1–0.7 mm langen Säulchen auf, vereinzelt sind auch kleine *Granat*körnchen anzutreffen. Opake *Eisenerze* häufen sich stellenweise an, andere Stellen erscheinen von *Kalzit* imprägniert.

Inmitten dieses nur geringe kataklastische Erscheinungen aufweisenden Gemenges erscheint der Quarz als vorkristallines, kataklastisches Relikt. Sein Mörtel füllt Knauern und Linsen aus. Manche feinere Lagen werden von einem Gemenge von Quarz und Albit mit 0.1 mm Korngrösse zusammengesetzt.

In den Biotitlagen treten auch vereinzelte oblonge Plattenquarzindividuen auf.

Der Kontrast zwischen dem eruptiven Anteil und dem Schiefergneis ist demnach ein derartig grosser, dass die makroskopische Unterscheidung der beiden keine Schwierigkeiten verursacht. Dass der Injektionsvorgang auch in mikroskopischer Feinheit erfolgt ist, beweist der Schliff eines seinerzeit von V. ILLES auf der nach Telgart führenden Chaussée O-lich der Kote 1233 m des Trestnik aufgesammelten Belegstückes. Der Dünnschliff lässt u. d. M. drei verschieden aufgebaute Partien erkennen.

Der eruptive Anteil füllt lentikulare Lagen oder grössere Linsen und elliptische Räume aus. An seiner Zusammensetzung nimmt vorherrschend *Plagioklas* teil. Derselbe ist mit den üblichen Glimmernausscheidungen vollgespickt, die Mikrolithe der *Zoisit-Epidot*gruppe spielen eine untergeordnete Rolle. Einschlüsse in ihm bilden *Biotit* und parallele *Muskovitsch*üppchen. Grössere Individuen — bis 2–3 mm Korngrösse — von *Kalifeldspat* bilden meist einen xenomorphen Untergrund. Der *Kalifeldspat* ist teilweise von *Perthit*-Ausscheidungen gescheckt, teils wird er felderweise von *Schachbrettalbit* verdrängt. Seltener weist er eine *Mikroklingitterung* auf. Im *Kalifeldspat* finden sich korrodierte Einschlüsse von *Plagioklas*, randlich — vom *Plagioklas* aus — ragen *Myrmekit*warzen herein. Hin und wieder ist nur zentral ein unverdauter Rest von *Kalifeldspat* verblieben, der überwiegende Teil ist von *Schachbrettalbit* und *Myrmekit* ersetzt. Der *Myrmekitplagioklas* lässt auch kleine Glimmerschüppchen-Ausscheidungen

erkennen, nur ein schmaler Saum bleibt oft frei davon. Man kann demnach gegenüber den untersuchten Eruptivgesteinen höchstens den Reichtum an Myrmekit hervorheben.

Eine andere Zusammensetzung besitzen teilweise eckig begrenzte Räume, die z. B. bei 1·5 mm Breite auch 6 mm Länge besitzen können. Sie sind erfüllt von einem gestreckten, 0·05—0·3 mm Korngrösse aufweisenden Quarzaggregat, dem sich nur wenig Biotit=Muskovitschuppen und einige nicht kataklastische und stark korrodierte Grenzen aufweisende Plagioklasindividuen zugesellen. Die Ränder von diesen Partien werden des öfteren von Biotitfasern gebildet.

Andere Partien erweisen sich schliesslich als ein in einer Richtung gestrecktes Gemenge von 0·1—0·5 mm Korngrösse. Nebst reichlichem Biotit nehmen an seiner Zusammensetzung *Klinozoisit*, *Muskovit*, *Quarz*, *Albit* und gedrungene *Apatitsäulen* teil.

Zwischen diesen verschieden zusammengesetzten Gruppen und entlang der grösseren Feldspatgrenzen finden sich dann *Biotit=Muskovit*fasern, entlang derselben ist stellenweise eine Verschiebung der durchsetzten Feldspathälften festzustellen. Manche gewundene Fasern lassen sich den ganzen Schliff hindurch verfolgen, andere keilen aus. Die Glimmerschuppen greifen auch in benachbarte *Schachbrettalbite* und *Orthoklas*individuen über. In einer jüngeren Flaserungsphase wurde der Biotit teilweise durch Muskovit durchsetzt.

Von einem etwa 10 mm grossen Feldspatauge wurde ein besonderer Schliff angefertigt und derselbe weist folgendes Bild auf. Der ursprüngliche Kalifeldspatuntergrund des Auges ist der Albitisierung unter Beibehalt der einheitlichen Orientierung völlig erlegen. Partie- und fleckenweise ist eine Albitlamellierung oder schachbrettartige Lamellierung zu beobachten, ein Unterschied in der Licht- und Doppelbrechung ist aber zwischen der lamellierten und unlamellierten Substanz nicht vorhanden. Dieser einheitlich orientierte Untergrund ist dann vollgestopft von Einschlüssen und Neubildungen. In der Mitte des Auges (vergl. Fig. 2) liegt eine Anhäufung von Plagioklasindividuen, die voneinander eventuell durch schmale Quarzlagunen getrennt werden.



Fig. 2. Verdrängung eines Kalifeldspat Auges durch Albit, Muskovit und Quarz (Antimyrmekit). Weisses Grund = einheitlich orientierter Albit, 1 = zersetzter Plagioklas, 2 = Quarz (Antimyrmekit), 3 = Biotit, 4 = Muskovit, 5 = Myrmekit.

0.4—1 mm grosse Plagioklasindividuen mit korrodierten Konturen bilden auch sonst noch Einschlüsse, die teilweise randständig angeordnet sind. Sämtliche Plagioklasindividuen sind entmischt, nur Säume, die dem Albit nahestehen, sind frei von Glimmerbildungen. Hin und wieder werden die Plagioklas von Myrmekitsäumen umgeben.

Der Feldspatuntergrund wird ferner von unregelmässig begrenzten Körnern und Korngruppen von Quarz und Muskovit verdrängt. Meist schwimmen die Neubildungen im Albit, stellenweise erlangen sie aber das Übergewicht und der Albit bildet nur einen schwammgerüstartigen Untergrund. Die einzelnen Quarzkörner sind selten ganz rein, meist umschliessen sie noch unregelmässige unverdaute Reste von Albit. Wenn letztere eine stengelförmige Gestalt gewinnen, bietet das Ganze etwa ein reziprokes Bild eines groben Myrmekits (Antimyrmekit). Die Muskovitneubildungen weisen zerhackte Grenzen auf. Schliesslich finden wir noch, besonders randständig, Myrmekitwarzen. An einer Seite wird das Feldspatauge von einem breiten Biotitsaum umgeben, dessen einzelne Individuen sich durch eine dicke Tafeltracht auszeichnen.

Das Nebengestein ist ein feinkörniges Gemenge mit vorherrschendem Quarz von 0.05—0.35 mm Korngrösse, dazu gesellt sich auch entmischter Plagioklas, spärlicher Orthoklas und dieses Gewebe wird spitzdiagonal von Biotitschuppen durchflochten. Muskovitschuppen sind auch zugegen.

d) Der Chemismus des Veporkristallins.

Zur Illustrierung der chemischen Zusammensetzung des Vepor-Kristallins wurden vom Kollegen K. EMSZT ein Biotitgranitit und zwei Quarz-Albitknotengneise analysiert u. zw. mit folgendem Resultat:

1. Biotitgranitit.

Die Analyse bezieht sich auf das mikroskopisch eingehender beschriebene Gestein (Fundort: NW-lich Sajóréde, W-lich der Aufschrift Klimentou).

	Gewichts- prozente	Molekular- prozente
SiO ₂	70.45	76.30
TiO ₂	0.12	0.10
Al ₂ O ₃	15.51	9.90
Fe ₂ O ₃	0.33	0.13
FeO	1.97	1.78
MnO	Sp.	—
MgO	1.42	3.52
CaO	1.69	1.95
Na ₂ O	4.62	4.84
K ₂ O	3.93	2.71
H ₂ O—110	0.08	—
H ₂ O+110		
Summe	100.54	106.00

Die NIGGLI'schen Kennzahlen des Gesteins und zweier ihm nahe stehenden Gesteine sind die folgenden:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	Analytiker
Biotitgranitit, Sajóréde:	323	41·8	17·8	8·3	32·1	0·36	0·55	K. ENSZT
Granitit, Aranyida (67. p. 286)	336	44·2	19·4	9·2	27·2	0·44	0·17	B.v. HORVATH
Granitporphyr, Velencegebirge ⁴	335	43·5	18·5	6·9	31·1	0·40	0·21	A. VENDL
Mittel des yosemitgranitischen Magmas nach NIGGLI ⁵	350	43	14	13	30	0·45	0·33	

Auf Grund dieser Kennzahlen reiht sich unser Gestein in das yosemitgranitische Magma NIGGLI's ein, wobei ein hoher Wert von mg und ein etwas niedriger von k vermerkt werden kann. Allenfalls unterscheidet sich unser Gestein von den Graniten der Tátra, des Branyisko u. s. w. durch seinen niedrigen Kalkgehalt und die chemische Zusammensetzung schmiegt sich jener des Granits von Aranyida und einem Granitporphyr des Velence-Gebirges an.

Die endgültige Einteilung des Magmas der Vepor-Granite wird aber nur auf Grund von mehreren Analysen der Riesenkornganitgneise erfolgen können.

2. Quarz-Albitknotengneis.

Von dieser Gesteinsreihe wurden, um zu einer mittleren Zusammensetzung zu gelangen, zwei nur kleine Quarz-Albitaugen aufweisende Gesteine analysiert.

	Zclinova-Dolina		Nordlehne des Hajnalova-Gipfels	
	Gewichts- prozente	Molekular- prozente	Gewichts- prozente	Molekular- prozente
SiO ₂	71·55	78·18	76·26	82·94
TiO ₂	0·10	0·08	0·15	0·12
Al ₂ O ₃	15·65	10·06	13·74	8·89
Fe ₂ O ₃	0·46	0·18	0·54	—
FeO	1·83	1·67	2·51	2·78
MnO	Sp	—	Sp.	—
MgO	0·52	0·84	0·02	0·03
CaO	0·26	0·30	0·35	0·42
Na ₂ O	5·56	5·89	3·61	3·21
K ₂ O	4·03	2·80	2·30	1·61
H ₂ O—110	0·10		0·08	
H ₂ O+110	0·36		0·63	
	100·40	100·00	100·19	100·00

Das erste Gestein stammt aus dem Hangenden des geschilderten Konglomeratgneises des Zeli-nova-Dolina-Baches und repräsentiert die am Feldspat reichste Varietät, die mir zur Verfügung stand.

Das zweite Gestein ist an Albitknoten weniger reich, stellenweise aber haben sich in ihm

⁴ Dr. A. VENDL: Die geologischen u. petr. Verhältnisse des Gebirges von Velence. Mitt. a. d. Jahrb. d. Kgl. Ung. Geol. Reichsanstalt. XXII. Bpest, 1914. p. 116.

⁵ NIGGLI: Gesteins- und Mineralprovinzen. Berlin, 1923. p. 111.

gröberkörnige Albit- und Quarz-Albitaggregate nesterförmig angehäuft. Das Gestein ist übrigens stärker gestreckt und mit dieser Streckung scheint die im mikroskopischen Bild auffallende postkristalline Deformation mancher Albitholblasten zusammenzuhängen.

In der GRUBENMANN'schen Einteilung wären unsere Gesteine in die *Serizit-Albitgneis*gruppe einzureihen, von deren Typus sie sich im allgemeinen durch ihre konstanten Quarz- und Albitaugen, oder „Knoten“ unterscheiden. Während aber in den von GRUBENMANN angeführten Analysen dieser Gruppe der kristallinen Schiefer von den Alkalien im allgemeinen das Kali vorherrscht,⁶ ist in unseren beiden Gesteinen eine Natronvormacht ausgesprochen.

Der reiche Albitgehalt des ersten Gesteins gelangt auch in seiner Analyse deutlich zum Ausdruck. Was den Alkaliengehalt anbelangt, steht dieses Gestein jenem eines Orthogneises durchaus nicht nach, der Tonerdeüberschuss beträgt nur etwa 1 Molekularprozent. In der Analyse des zweiten Gesteins ist dies bereits weniger der Fall und der Tonerdeüberschuss erreicht den bedeutenden Wert von 3·65 Molekularprozenten. Zwar scheint mir derselbe im Vergleich zu dem noch immer nicht unbedeutenden Alkaliengehalt nicht so hoch, als dass er bei einem mylonitisierten Eruptivgestein nicht vorkommen könnte, immerhin ist in dieser Analyse die Möglichkeit eines sedimentären Ursprungsgesteins besser angedeutet.

Rein vom chemischen Standpunkte kann allenfalls auch ein eruptives Ausgangsgestein für unsere Gesteine in Frage kommen.

Gegenüber dem Granitit von Sajóréde kennzeichnen sich die Analysen der Knotengneise besonders durch ihren niedrigen Gehalt an Kalk und Magnesia, was einesteils als aplitisches, andererseits als sedimentogenes Anzeichen aufgefasst werden kann. Das Verhältnis des Natrons zum Kali ist im Granitit und in dem Knotengneis dasselbe.

Die chemische Zusammensetzung des ersten Gesteins steht jener eines amerikanischen *Bostonits* ganz nahe, das Gestein würde sich in das alkali-granitische Magma NIGGLI's einreihen. Diese Feststellung ergibt sich aus den folgenden Kennzahlen.

Gestein	si	al	fm	c	alk	k	mg
Knotengneis, Sajóréde	356	45·7	13·2	1·4	39·7	0·32	0·3
Bostonit, Marblehead	366	44·5	14·5	0·5	40·5	0·24	0·3
Mittel des alkaligranitischen Magmas ⁷	400	40	17·5	1·5	41	0·35	0·05

Zur Erklärung dieser besonderen Verhältnisse sollen zwei Möglichkeiten angeführt werden:

1. Es liegt ein polymetamorphes Produkt eines bereits ursprünglich einen alkaligranitischen Chemismus aufweisenden Ausgangsgesteins vor. Man kann dabei z. B. an eine Wechsellagerung der Sedimente mit Quarzkeratophyr und Vermischung derselben mit Quarzkeratophyrtuff, oder mit den sedimentären Aufbereitungsprodukten eines alkaligranitischen Gesteins denken.

2. Unsere Gesteine verdanken ihren bedeutenden Alkaligehalt einer während der Intrusions- und Injektionsphase stattgehabten Natronzufuhr.

⁶ U. GRUBERMANN: Die kristallinen Schiefer. II. Auflage. Berlin 1910, p. 159, Analysen 13–18.

⁷ P. NIGGLI: Gesteins- und Mineralprovinzen. Berlin, 1923, p. 101.

Da unsere Knotengneise ihre endgültige Ausgestaltung erst nach einer vorangehenden mechanischen Verarbeitung erlangt haben, ist die Entscheidung der Frage nummehr nicht möglich. Es ist aber auch nicht ausgeschlossen, dass bei ihrem Zustandekommen beide angeführten Möglichkeiten eine Rolle gespielt haben.

B) DIE FÖDERATA-QUARZITSCHIEFERGRUPPE.

(Vergl. ILLÉS 36, p. 140 und ROZLOZNIK 69, p. 421.)

In dieser Schichtgruppe wurden ausser dem das Liegende bildenden Quarzitschiefer auch die aus Phylliten und Grünschiefern zusammengesetzte Hangendgruppe mitinbegriffen. Wir wollen nun die einzelnen Untergruppen abgesondert besprechen.

a) Quarzitschiefer.

Die aus nahezu zuckerweissen schieferigen Quarziten zusammengesetzte Liegendgruppe bildet einen leicht verfolgbaren Leithorizont. Obgleich manche quarzreichere Varietäten der vorangehenden Schichtenfolge im Felde auch wie ein Übergang erscheinen und zwischen den Gliedern der Vepor-Decke eine völlige Konkordanz vorherrscht, scheiden sie sich im allgemeinen scharf von der vorangehenden Gruppe ab. Ausserdem weist die nicht allzumächtige Serie eine derartig gleichmässige Tracht auf, dass sie ohne besondere Schwierigkeiten abgetrennt werden kann.

Die Quarzitschiefer sind in der Regel gut laminiert, weisen glatte Schieferflächen auf, durch die Anordnung der spärlichen Glimmerblättchen wird auch eine Streckung verraten. Sie sind meist stark zerkülfet und zerfallen auf den Hammerschlag in prismatische Stücke. In manchen Varietäten ist das Abwechseln von weissen und etwas dunkelgefärbten Lagen, in anderen die Zwischenlagerung von glimmerreicheren Straten zu beobachten. An der Südseite der Palenica nächst dem Csuntavaer Pass sind auch kleine *Turmalins*säulchen führende Handstücke aufzusammeln. Am Vrsok, S-lich von Sajóréde kommt auch eine zellig verwitternde Varietät vor.

Am Palenyeszko, W-lich von Sajóréde, oberhalb des Höhenpunktes 949 m habe ich auch eine Varietät aufgesammelt, die am Querbruch Quarzlinsen und Knauern erkennen lässt, daher an ein gestrecktes Quarzitkonglomerat erinnert. U. d. M. bildet die Hauptmasse des letzteren Gesteins ein verzähnelte ineinander greifendes, undulös auslöschendes Quarzaggregat, das in einer Richtung schwach gestreckt ist und eine durchschnittliche Korngrösse von 0.02 mm aufweist.

Dem Quarz mischen sich auch vereinzelte *Orthoklaskörnchen* bei, die teilweise *Mikroklingitterung* aufweisen. Nester-, knoten- und linsenförmig treten dann gröbere Quarzaggregate mit einer Korngrösse von 0.1—0.6 mm auf, die die konglomeratartige Tracht bedingen. Die spärlichen *Muskovitschuppen* sind vorherrschend parallel, seltener auch quer zur Schieferung angeordnet.

Entsprechend der Zusammensetzung hat sich die Metamorphose hauptsächlich in einer Kaltstreckung ausgewirkt. Was den primären Mineralbestand anbelangt, ist es auffallend, dass trotz des Albitreichtums des liegenden Kristallins, in den Quarziten nur Orthoklaskörner erscheinen. Dieser Umstand macht es zur Gewissheit, dass die Quarzite ihr Material nicht aus der unmittelbaren Nachbarschaft bezogen und dass während des Transportes eine weitgehende Separation stattgefunden hat.

— — —

Bereits ILLES hat zweierlei Typen der Quarzite unterschieden. Die im vorangehenden beschriebenen Quarzitschiefer sind der gewöhnliche Typ. Der andere, von V. ILLES als körniger *Quarzit* bezeichnete Typ (36, p. 141), ist auf dem hier kartiertem Gebiet nur auf der Scheibe, WNW-lich von Dobsina anzutreffen. Die an den von Blöcken bedeckten Steillehnen des Scheibegipfels erscheinenden Gesteine sind tatsächlich eher als *Quarzitsandsteine* zu bezeichnen, während an seiner Nordseite grünliche, oft gekräuselte Schichtflächen aufweisende *Quarzitschiefer* auftreten. Trotz der Pressung und oft recht intensiven Durchaderung mit Quarz stehen diese Gesteine auf einer niedrigeren Stufe der Metamorphose, weisen auch keine derartig kurzklüftige Zerstückelung, wie die Quarzitschiefer auf. Sie senden daher in die Nachbartäler gewaltige Blockmeere herab, wodurch die genaue Feststellung ihrer Grenzen unmöglich gemacht wird.

Gewiss ist diese Schichtenfolge von dem Gesamthabitus der Quarzitserie etwas verschieden, auch tritt sie im Hangenden des Förderata-Kalkes auf. Wie es aber aus der Beschreibung der Quarzitschiefer erhellt, ist gröberklastisches Material auch der typischen Serie nicht völlig fremd; an dem hangenden Förderata-Kalk ist ferner eine ganze Skala der Metamorphosengrade zu beobachten, deren Intensität eben gegen die Scheibe zu abnimmt und südlich davon ihr Minimum aufweist. Endlich treten an der Ostseite des Nickl Hannes-Grundes die mit Grünschiefer vergesellschafteten, noch typischen Quarzitschiefer auch in einer ähnlichen anormalen Lagerung auf. In Ermangelung der Kenntnis des Murányer-Gebirges wollen wir daher an der Gleichaltrigkeit der Scheibe-Quarzite mit den übrigen Quarzitschiefern festhalten, wenn auch die Möglichkeit einer anderen Auffassung nicht ganz von der Hand gewiesen werden soll.

Es mag noch erwähnt werden, dass V. ILLES an den Quarziten verschiedener Fundstellen des Dobsch-Tales Kieselsäure-Bestimmungen vornehmen liess, wobei die Werte zwischen 88.13 — 91.45% variierten.

b) *Das Phyllitschieferfolge der Quarzitschiefer.*

Die Quarzitschiefer bezeichnen eine Marke im Intensitätsgrad der Metamorphose, indem die im Hangenden folgenden und wohl auch mit ihnen vergesellschafteten phyllitischen Schiefer bereits einen geringeren Grad der Metamorphose zeigen. Es sind dies meist gekräuselt-gefältelte dunkle *Graphit-Serizitphyllite*, helle *Serizitphyllite*, mitunter auch *Chlorit-Serizitphyllite*. Manchmal wechseln dunkle, graphitische und helle, reiner serizitische dünnere Lagen miteinander ab, oder stellen sich Quarzitlinsen und Quarzitlagen ein. Manche grünliche Schiefer enthalten auch Kalzitadern und schliesslich treten auch Schieferkalke mit Quarzitlagen auf.

Eine Linse von limonitisch verwitterndem Kalkstein ist als Basis der Pleistozändecke in einer am Südrand von Sajóréde liegenden Lehmgrube aufgeschlossen. Der unverwitterte Kalkstein ist weiss und dicht und weist eine starke Zerklüftung auf.

Die Phyllitserie scheint im allgemeinen, namentlich N-lich vom Sajó-Fluss eine geringe Mächtigkeit zu besitzen. SW-lich von Sajóréde, wo die Verschuppung die Liegendserie der Förderata-Kalke betroffen hat, erreichen sie aber eine bedeutendere oberflächliche Verbreitung. Auf diesem Gebiet zeichnen sie sich auch durch einem verschiedenen Grad der Metamorphose aus. Ausser dem Phyllittyp treten hier mehrerenorts auch dunkle, feinglimmerige Tonschiefer auf, die manchen Karbonschiefern der Zipser-Decke nicht unähnlich sind.

Besonders instruktive Aufschlüsse bieten die S-lich vom Vršok bei Sajóréde abfliessenden Wasserrisse, die auch von einer intensiven Durchbewegung der Phyllit-Schieferreihe ein beredtes Zeugnis ablegen. Dieselben sind sehr stark zickzackförmig gefaltet und gefältelt, werden von zahlreichen stark ausgebildeten Klüften, Verwerfungen und Rutschflächen durchsetzt. Die des öfteren in ihnen auftretenden Quarzlinsen und Quarzlagergänge nehmen an der Faltung und Verwerfung gleichfalls teil und modulieren durch Stauchwirkungen das Bild der Feinfältelung. Die bedeutendere Mächtigkeit scheint daher mit ihrer im Vergleich zu den Quarzitschiefern diskordanten Fältelung in Verbindung zu stehen.

In Anbetracht des Umstandes, dass S-lich des Sajó-Flusses der N-lich davon im Hangenden der Vepor-Serie auftretende Oberkarbonzug nicht nachgewiesen werden konnte, könnte uns die Vermutung nahe liegen, dass wir in den dunklen Schiefern eine mit den Phylliten verknetete Fortsetzung des Oberkarbons zu erblicken haben. Indessen stehen diese dunklen Schiefer doch mit den Phylliten im Zusammenhang, auch werden sie von den sonstigen, so bezeichnenden grobklastischeren Gliedern der Oberkarbonserie nicht begleitet, demnach von einer derartigen Gleichstellung abgesehen wurde.

Die Phyllitserie leistet infolge ihrer tektonischen Durchbewegtheit der Denudation einen geringen Widerstand. Die Ausbildung des weiten Talkessels von Sajóréde (Rejdova) ist letzten Endes zweifellos auf die geringe Widerstandsfähigkeit dieser Gesteinsreihe zurückzuführen.

c) Die Grünstein- und Grünschieferzwischenlagerungen der Phyllitserie.

Die normale Phyllitserie zeichnet sich durch schmale Zwischenlagerungen von metamorphem *Diabas* aus. In den hangenden dunklen Tonschiefern S-lich von Sajóréde wurden sie bisher noch nicht beobachtet. Die Diabase stehen auf einer verschiedenen Stufe der Metamorphose, welche letztere — wie es übrigens am hangenden Kalkstein gleichfalls zum Ausdruck gelangt — nach SW zu eine steigende Tendenz aufweist. Während die nordöstlichsten Vorkommnisse an der linken Tallehne des Nickel Hannes-Grundes eine massigere Tracht aufweisen und u. d. M. nebst einer deutlichen Diabasstruktur auch noch primären *Augit* erkennen lassen (69, p. 421), sind bereits im Unteren Buchwald und noch mehr im Quellgebiet des Sajó nur mehr lentikular-flaserige *Grünschiefer* vorzufinden.

Die Grünschiefer weisen u. d. M. eine diagonaldurchflochtene Textur auf. An der Zusammensetzung der gewundenen Flaserzüge nehmen *Strahlsteinnädelchen*, *Pennin*, *Klinozoisit* und *Leukoxen-Titanit*, untergeordnet oblonge *Albit*-Körner, seltener auch *Kalzit*-Körner teil, einzelne Linsen werden rein von nichtverzwillingtem *Albit* gebildet. Die Korngrösse wechselt zwischen 0.02—0.3 mm. Im allgemeinen herrscht die *Hornblende* vor, die auch grössere, aus einzelnen oder mehreren Individuen bestehende Linsen bildet. Seltener stehen ihre Individuen senkrecht zur Schieferung und werden siebartig von *Albit* durchlocht. Die grösseren Hornblendeindividuen weisen einen hellgrünen Pleochroismus auf, sind des öfteren verzwillingt und lassen die Auslöschungsschiefe $\alpha\gamma = 14^\circ$ messen. Der *Epidot* und der *Klinozoisit* lassen mitunter *myrmekit*-artige Verwachsungen beobachten, wenngleich diese auch nicht die Regelmässigkeit des typischen Myrmekits besitzen. Dabei umschliessen sie auch kleine opake *Eisenerzkörnchen*.

C) DIE FÖDERATA-KALKSERIE.

Die im Hangenden des Quarzits auftretende Kalksteinreihe besitzt bereits eine bedeutendere Mächtigkeit, welche letztere allerdings infolge der Verschuppung und Verfaltung nicht einwandfrei

eingeschätzt werden kann. Die intensivere tektonische Beanspruchung hat auch auf den petrographischen Charakter der Kalksteine ihren Stempel aufgedrückt und ihre verschiedenen Partien stehen auf einer verschiedenen Stufe der Metamorphose. Der Grad der Metamorphose nimmt gegen SW Hand in Hand mit der durch die Verschuppung bedingten Auskeilung der Kalksteine zu. Sie sind teils *kristallin* geworden, teils an ihrer Basis und auch in der Nachbarschaft der Dislokationsflächen innerhalb mehr oder minder breiter Streifen in rauhackartige Dislokationsbrekzien übergegangen. Die Rauhackensäume bleiben dem Kalkstein auf seinem ganzen Verbreitungsgebiete treu, der Metamorphosengrad nimmt aber nach NO zu ab, die Kalksteine gewinnen einen mehr normalen Habitus und es stellen sich auch Zwischenlagerungen von dunklen Tonschiefern ein. Wir wollen vorerst all diese Bildungen kurz kennzeichnen.

a) *Rauhacke.*

Wenn auch das Vorhandensein einer primär gebildeten Rauhacke nicht ganz in Abrede gestellt werden soll, so möchte ich in ihrer Hauptmasse noch ein Dislokationsprodukt erblicken, das durch reichliche Kalkneubildungen wieder verkittet worden ist. Das karbonatische Bindemittel ist reichlich zugegen, darin sitzen die Bruchstücke von Kalk, gegen die Basis zu auch Phyllitschiefer und Quarz.

Infolge der Verkittung erweist sich die Rauhacke als ein zähes, der Verwitterung Widerstand leistendes Gestein, welches meist in grossen Blöcken erscheint.

b) *Kristalliner Kalk.*

Der kristalline Kalk findet sich in den selbständigen, beiderseits auskeilenden Schuppen NW-lich von der Taľyova und am Unteren Buchwald, ferner auch im Liegenden des Riesenkammes, insofern dieselben nicht als Rauhacken ausgebildet sind. Es sind dies vorherrschend weisse, mehr oder weniger auch dolomitische, von Kalzitadern durchwobene, stark klüftige Marmorkalke, die des öfteren infolge ihrer starken Klüftigkeit und Durchaderung das Gewinnen eines formatisierten Belegstückes vereiteln. Hin und wieder z. B. NO-lich des Höhenpunktes 1036 m an der Berglehne des unteren Buchwaldes zeichnen sie sich durch *Glimmerschuppen* an den Schieferungsflächen aus.

Im Liegenden treten auch dunkle, körnige Schieferkalke auf, die Quarzitknauern erkennen lassen. Ein derartiges, NW-lich der Taľyova gesammeltes Belegstück weist im Dünnschliff folgendes Bild auf.

Bereits im körnigen Kalk sind ziemlich reichlich *Quarznester* zu beobachten, in denen sich das dunkle Pigment angesammelt hat. Die grösseren Quarzitpartien besitzen eine Korngrösse von 0.02—0.1 mm, in ihnen schwimmen noch vereinzelt *Kalzit*individuen, auch werden sie von Kalzitadern durchsetzt. Die einzelnen Quarzkörner sind nicht gestreckt, örtlich ist in den zackig begrenzten Zwickeln zwischen den Körnern die netzförmige Anhäufung des dunklen Pigments zu beobachten. Auch gröbere *Quarz*-aggregate treten auf und am Rande der Kalzitadern sind auch stengelige Quarzsäume aufzufinden. *Pyrit*-körnchen sind auch häufiger anzutreffen. Schliesslich sind noch einige Rollstücke eines an schwarzem Pigment reichen *Serizit*-Quarzphyllits zu vermerken. Die Rollstücke stehen mit der basalen Lage des Gesteins im vollen Einklang. Die Quarzitpartien aber können durch Umkristallisation primärer Kieselknollen entstanden sein.

c) *Schieferkalk.*

Es ist dies die normale Entwicklung des an der linken Tallehne des Dobsch-Baches verzeich-

neten Förderata=Kalkes, der da zwecks Strassenschotterung in mehreren Steinbrüchen gewonnen wurde. Das Material der Steinbrüche ist noch mehr oder weniger schieferig und weist hellbräunlichgraue oder hell- bis dunkelgraue Farbtöne auf. Manche Partien sind feinschieferiger, andere massiger, mitunter ist der Kalkstein auch fein marmorisiert. Manche Varietäten lassen auch dünne Quarzitschichten beobachten. Die Partie am Elterstein zeichnet sich durch einen Gehalt an Feuersteinknollen aus. Südlich von den Kienbäumen treten auch dunkle Dolomitbänke auf.

d) Tonschiefer.

Im Muldenkern der umgekippten Kalksynklinale, unterhalb der Scheibe erscheinen endlich dunkle Tonschiefer, die das höchste Schichtenglied der Vepor=Serie bilden. Infolge ihres geringeren Widerstandes gegenüber den Atmosphärien bildet ihr Verbreitungsgebiet sanftere Hänge, die abgeholzt als Hutweiden dienen. Auf diesen Hutweiden wird ihr Vorhandensein meist nur durch kleine Bruchstücke verraten, auf den Sturzhalden einiger älteren Schurfbauten der rechten Tallehne des Nickl Hannes=Grundes sind sie auch in grösseren Stücken zu finden. Es sind dies dunkelgraue, hellgrünlichgrau verwitternde, feingeschieferte, homogene Schiefer, ohne jedwelcher sandiger Beimischung, die nur ganz feine Glimmerblättchen erkennen lassen. Mehr randlich gegen den Kalk zu gewinnen sie auch einen hellgrünlichgrauen, serizitischen Habitus.

Die Zusammengehörigkeit der Tonschiefer mit den Kalken gibt sich durch ihre Wechsellagerung mit denselben kund. Diese mit den Schiefen wechsellagernden Kalke sind meist dunkelfarbig, führen auch Mergelstraten und bilden — abgesehen von einer oft starken Durchaderung mit weissem Kalzit — das am wenigsten metamorphe Glied der ganzen Kalkserie.

D) DIE ABGRENZUNG DER VEPOR-DECKE.

Ein Blick auf die beigegefügte geologische Karte kann uns darüber belehren, dass im Hangenden der als Vepor=Serie unterschiedenen Einheit sowohl im Dobsch=Tal, als auch an der linken Seite des Sajó=Flusses im allgemeinen in nahezu konkordanter Lagerung das Karbon folgt. Man könnte sich daher versucht fühlen, im Oberkarbon das primäre Hangende des Förderata=Kalkes zu erblicken. Gegen diese Ansicht sprechen aber folgende Gründe:

1. Ein genaueres Verfolgen der Oberkarbon—Veporserie=Grenze lässt erkennen, dass die Konkordanz zwischen dem Förderata=Kalk und dem Oberkarbon nur tektonisch vorgetäuscht wird, indem das Oberkarbon vielfach auch auf die Förderata=Quarzit—Phyllit—Grünschiefer=Serie zu liegen kommt.

2. Das Oberkarbon nimmt an den Verschuppungen der Vepor=Serie nicht mehr teil, steht andererseits mit den Schuppen der Zipser Decke im kontinuierlichen Zusammenhang. Durch die besagte Grenze wird daher tatsächlich auch räumlich das Verbreitungsgebiet zweier wesensverschiedener Fazies getrennt.

3. Dass der Förderata=Kalk nicht etwa als Äquivalent des Dobsinaer Oberkarbonkalkes gelten könne, wird durch die Aufschlüsse des Taflyova=Wasserrisses, NW=lich von Sajóréde klar dargetan. In diesem Wasserriss abwärts schreitend, gelangen wir nach Verlassen der Vepor=Serie in das sandig-schieferige und südeinfallende Oberkarbon. Unmittelbar vor der Vereinigung des Hauptgrabens mit seinem vom Riesenkamm abfließenden Nebenast erscheinen nun dunkler Karbonkalk, weiter unten das

Grundkonglomerat und schliesslich auch Quarzdiorit, also Gesteine, die sowohl in ihrer Aufeinanderfolge und Gesamtheit, als auch in der Tracht der einzelnen Glieder völlig jener Schichtenfolge entsprechen, die wir bei Dobsina noch kennen lernen werden. Die am Fusse des von den oben erwähnten Gräben eingeschlossenen Nebenrückens auftretende Karbonkalkscholle ist teilweise einer Ankeritisierung zum Opfer gefallen, wodurch die Analogie mit dem Dobsinaer Karbon noch weiter unterstrichen wird.

Die nicht ankeritisierten Karbonkalke des Taflyovagrabens sind wenig metamorph und lassen auch hin und wieder *Korallen* und *Krinoidenstiele* erkennen. Leider sind diese etwas umkristallisiert und der Umkristallisation sind auch die Septen der Korallen zum Opfer gefallen. Nach den Untersuchungen vom weil. Dr. RAKUSZ hat man es bei den Korallen aller Wahrscheinlichkeit nach mit einer *Chadochonus*-Art zu tun. Sind auch diese Daten stratigraphisch belanglos, so wird durch dieselben doch der Unterschied zwischen dem öfters Versteinerungen führenden Oberkarbonkalk vom Dobsinaer Typus und dem Förderata-Kalk, — in dem es bisher noch niemandem gelungen ist, Versteinerungen aufzufinden — klargelegt.

E) DIE VERBREITUNG DER FÖDERATA-SERIE IN BENACHBARTEN GEBIETEN.

Wie es aus der Aufnahme der Wiener Geol. Reichsanstalt erhellt, besitzt die Förderata-Serie ihr Hauptverbreitungsgebiet weiter im Westen, woselbst sie von Tiszolc (Theissholz) ausgehend mit NO-lichem Streichen das Murányer Gebirge FOETTERLE's umrahmt. FOETTERLE, dem wir die Kartierung des Gebietes verdanken, gibt uns folgende, auf dem Grundgebirge lagernde Schichtenfolge an (20—23).

a) Kieselschiefer.

b) Weisser, feinkristalliner, gebändert aussehender Kalk, an manchen Stellen von dunklem bis schwarzem, seidenglänzendem Tonschiefer begleitet und an vielen Stellen die obersten Schichten, oft über lange Züge in Rauhwacke umgewandelt. Seine Mächtigkeit wird auf 20—30 m geschätzt.

Hierauf lagern die Versteinerungen führenden Werfener Schiefer und die dolomitisch-kalkige Trias, die das eigentliche Murányer Plateau zusammensetzt.

Ein schmaler Zug der Förderata-Serie (Rauhwacke, schieferige, tonige und gebänderte Kalke von Quarzschiefern unterlagert) wurde von R. PFEIFFER zwischen dem Murányer- und Gyömbér-Gebirge, entlang des Garam-(Gran-)Tales verfolgt. «Der Quarzitschiefer — schreibt PFEIFFER — umsäumt gleichsam längs der beiden südlichen und nördlichen Gehänge das Gran-Tal.» (54, p. 264.)

F) DAS ALTER DER FÖDERATA-SERIE.

Von den metamorphen Gliedern der Vepor-Serie erscheint zuerst der Förderata-Kalk von KÍS als Urkalk ausgeschieden. Von FOETTERLE wurde der Quarzitschiefer im Murányer Gebirge mit dem Silur der Alpen, der feinkristalline Förderata-Kalk vorerst mit dem Karbonkalk von Jolsva und Dobsina gleichgestellt (21, p. 217 u. 24, p. 145) in einer späteren Arbeit aber äusserte sich FOETTERLE diesbezüglich folgendermassen: »Ob derselbe den kristallinischen Schiefern angehört, oder nicht etwa der Repräsentant älterer paläozoischen Schichten ist, muss vorläufig unentschieden bleiben; er umsäumt bandartig nahezu das ganze Murányer Gebirge.«

Von FR. RITTER v. HAUER wurden die Förderata-Kalke als Karbon, die darunter liegende

schmale Zone als Devon bezeichnet. F. v. HAUER betont zwar den Umstand, dass zwischen den kristallinen Schiefen und den darüber folgenden Sedimentgesteinen nur schwierig eine Grenze gezogen werden kann, die Lage der Gesteinsfolge unter dem Karbon und manche Analogien mit den Devongesteinen am Ostrande der Sudeten ihn aber veranlasst haben, eine ziemlich heterogene Gruppe von Schiefen, Quarziten, gepressten Konglomeraten und Grünschiefern als devonisch zu betrachten (32, p. 507).

Auf der Karte von V. ILLES finden wir die kartierten Ausbisse der Phyllite, ferner die dunklen Schieferzwischenlagerungen des Förderata-Kalkes als Karbon, die Quarzitschiefer als Perm und endlich den Förderata-Kalk als Trias verzeichnet (vergl. auch 36, p. 140–143).

In seiner älteren Schilderung des Baues der Karpaten folgt V. UHLIG der Auffassung von FOETTERLE und HAUER, nur wird die Regelmässigkeit der Unterlagerung der Trias durch die paläozoischen Kalke und Schiefer im Murányer Gebirge, die gleichsam eine Bildungskontinuität zwischen der Trias und der paläozoischen Serie bedeuten würde, entschieden in Abrede gestellt (83, p. 694). Es kann aber bemerkt werden, dass FOETTERLE eine derartige Ansicht niemals laut werden liess und eine derartige Ansicht höchstens bei der Betrachtung des etwas schematisch gehaltenen Kartenbildes aufkommen könnte.

In seinen späteren Arbeiten kommt der zum eifrigen Verfechter der Deckenlehre bekehrte UHLIG wieder auf die halbmetamorphe Vepor-Serie zu reden, wobei in erster Linie die Gesteine des Dobsch-Baches in Betracht gezogen werden.

UHLIG findet nun, dass die Gesamtracht der Quarzitschiefer und dünngeschichteten Kalke einerseits nicht wenig an die hochtatratischen Gesteine, anderseits an Gesteine der Zentralalpinen »Schieferhülle«, jene der Augengneise an die Randfazies der zentralalpinen Zentralgneissstöcke erinnert. Mit den Karbonbildungen von Dobsina haben diese Gesteine nach UHLIG nichts gemeinsam und zum Schlusse schreibt er: »Mindestens ist es klar, dass hier noch unbekannte Schichtengruppen vorliegen, deren genaue Verfolgung für die Synthese des Gebirges von grösster Wichtigkeit wäre.« (82, p. 525). Die obige Deutung UHLIG's würde wohl ein permisches Alter der Quarzitschiefer und ein triassisches oder liassisches Alter der Förderata-Kalke involvieren.

Die Ansichten von ILLES und UHLIG stehen daher einander sehr nahe, nur müssen im Zeichen der Deckenlehre die Glieder der Vepor-Serie — als eine andere Deckeneinheit — von der Trias der nördlichen Kalkzone scharf abgegrenzt werden, was von ILLES noch nicht durchgeführt worden ist.

Ich selbst habe mich in einem meiner Aufnahmsberichte entschieden gegen die Gleichstellung unserer halbmetamorphen Serie mit der hochtatratischen ausgesprochen (69, p. 422).

Ausschlaggebend für diese meine Stellungnahme war einmal jener Metamorphosenhiatus, der zwischen der halbmetamorphen Vepor-Serie und der permotriassischen Schichtenfolge der nördlichen Kalkzone besteht. Im Quellgebiet der Dobsch sind bereits im Schlosser Hannes-Grund, in der unmittelbaren Nähe der halbmetamorphen Vepor-Serie, Versteinerungen führende Werfener Schiefer bekannt und im Murányer Gebirge wird die Vepor-Serie gleichfalls von normaler Trias, an der Basis durch Versteinerungen führende Werfener Schiefer überlagert. Auch schien mir unsere halbmetamorphe Serie mit dem hochtatratischen Perm-Mesozoikum nicht gut vergleichbar.

Allerdings ist die hochtatratische Serie in den anderen „Kerngebirgen“ auch in einer mehr dislokationsmetamorphen Tracht („Ballensteiner Fazies“) vertreten und insbesondere zeichnet sich bereits

in der Niederen Tatra die bei Teplicska auftretende hochtatrische Serie laut V. UHLIG durch eine auffallend hochgradig kristalline Beschaffenheit der hochtatrischen Kalke und ihrer Schiefermittel aus. Bezeichnenderweise wurden diese Kalke und Dolomite von FOETTERLE gleichfalls dem Paläozoikum einbezogen, doch konnte UHLIG ihr jurassisches Alter durch Auffinden von Belemniten und Übergang in rötlich gefärbte Krinoidenkalke feststellen (83, p. 768).

Es kann demnach die Möglichkeit, dass durch Deckenschübe zwei Serien von verschiedener Metamorphose übereinander gelangt sind und damit das mesozoische Alter unserer halbmetamorphen Serien nicht ganz von der Hand gewiesen werden. Immerhin scheint es vorderhand, bis glückliche Versteinerungsfunde oder eine Verbindung des Murányer Gebirges mit der Niederen Tatra uns nicht eines Besseren belehren, ein Gebot der Vorsicht, in unserer halbmetamorphen Serie, entsprechend ihrer Gesteinstracht, älteres Paläozoikum zu vermuten.

II. DIE ZIPSER DECKE.

Die Zipser Decke umfasst die das eigentliche Szepes-Gömörer Erzgebirge kennzeichnende Schichtenfolge, an die auch die bekannten Typen der Erzlagerstätten gebunden sind. In Abweichung von der Vepor-Serie gehen ihr stärker metamorphe Glieder ab und die in der Vepor-Decke überwiegenden Tiefengesteine spielen in der Zipser Decke nur eine untergeordnete Rolle. Das vormesozoische Gebirge war mehreren Faltungsphasen unterworfen, wobei die älteren Glieder eine sekundäre Schieferung erlangt haben. Wo uns ferner die Lösung der Tektonik gelingt, gelangen wir zu nach N gerichteten Überschiebungen und Überkipnungen. Infolge der tektonischen Umformung der ursprünglichen Schichtungs- und Lagerungsverhältnisse, verbunden mit der Versteinerungslosigkeit der meisten sedimentären Gruppen stossen wir bei der Lösung der Stratigraphie noch gleichfalls auf unüberwindliche Hindernisse und gehen die diesbezüglichen Anschauungen noch weit auseinander.

Einen Lichtstrahl in dieser Ungewissheit bildet die deutlich diskordante, mit einem Metamorphosenhiatus verbundene Überlagerung des Diorit-Amphibolitstockes durch das Versteinerungen führende Oberkarbon. Wie es aber im weiteren erörtert werden soll, läst diese prachtvolle Diskordanz nur lokale Folgerungen zu.

Eine andere kontinentale Konglomerat-Brekzienserie (Konglomeratzone) ist auf Hand ihres Geröllbestandes als jünger, wie die mehr metamorphen älteren Glieder zu erkennen und kann in das Perm verlegt werden.

Nach Abscheidung der beiden weniger metamorphen Glieder erübrigt sich eine etwas stärker metamorphe, aus sedimentären und extrusiven Gesteinen zusammengesetzte Schichtenfolge, die auf Grund der vorherrschenden extrusiven Gesteine eine Unterteilung in zwei Hauptgruppen erlaubt.

Es ist dies die *Porphyroid-Serie* (= *Gelnicaer-Serie* von ZELEŇKA und MATĚJKA) und die *Grünschiefer-Serie* (*Phyllitische Serie* von ZELEŇKA).

Das gegenseitige Verhältnis dieser beiden Serien ist ein fragliches und wir können diesbezüglich nur Vermutungen laut werden lassen. Der von unserem Untersuchungsgebiet östlich liegende, zentrale Hauptanteil des Szepes-Gömörer Erzgebirges wird ausschliesslich von der Porphyroidzone gebildet und die jungpaläozoischen Glieder fehlen hier vollends. Die Grünschieferzone bildet einen mächtigen nördlichen Saum der Porphyroidzone und ist weniger zusammenhängend und mit gewisser Abänderung auch im Süden anzutreffen. Gleichzeitig erscheinen auch die jungpaläozoischen Glieder.

Ausgehend von dieser Verteilung und gestützt auf gewisse Analogien mit den Alpen und Sudeten — die in einem besonderen Kapitel besprochen werden sollen — wollen wir die Porphyroidserie als das älteste Bauelement der Zipser Decke betrachten.

A) DIE PORPHYROIDZONE

(Gelnicaer Serie von ZELEŇKA-MATĚJKA).

Auf dem hier kartierten Gebiet der Porphyroidzone herrschen die Porphyroide tatsächlich vor. Metamorphe klastische Gesteine spielen nur eine mehr untergeordnete Rolle und schliesslich schalten sich vereinzelt auch schmale Lager von Grünsteinen ein.

a) *Sedimentäre Gruppe.*

Innerhalb der mit den Porphyroiden vergesellschafteten metamorphen Sedimente kann man zwei Typen unterscheiden.

1. Vorherrschend phyllitische Gesteine.

Es sind dies durchbewegte Schiefer, die als Serizit-Graphit-, Serizit-Chlorit- und Serizit-Phyllite bezeichnet werden können. Damit kommen auch Serizitquarzite und Serizitquarzitsandsteine vor, die alle stark gepresst sind. Es ist dies eine Schichtfolge, die z. B. mit der vom Verfasser aus der Umgebung von Aranyida beschriebenen übereinstimmt (67, p. 290). Diese phyllitische Gruppe tritt im nördlicheren Saum der Porphyroidzone auf.

2. Minder metamorphe sedimentäre Gesteine.

Einzelne Glieder der südlichen Sedimentzüge tragen ihren sedimentären klastischen Charakter noch deutlicher zur Schau, stehen dabei mit den typischen Phylliten im unmittelbaren Zusammenhang. Es sind dies einesteils hellgrünlichgraue, plattige Quarzitsandsteine und Quarzite, die an ihren Schichtflächen kleine Muskovitblättchen führen. Sie sind wellig gefaltet und können in dünneren Lagen auch mit Phylliten wechsellagern. Damit treten Serizitquarzite und mitunter auch Graphitoidquarzite auf. Im westlichen Anfangszweig des S-lich vom Friedwald-Gipfel in den Sajó-Fluss abfliessenden Wasserrisses finden wir derartige dunkle Graphitphyllite und dunkle massige Quarzite gut aufgeschlossen. Sie lassen reichliche Adern und Nester von Pyrit erkennen. Ein dichter, dunkler Quarzit erwies sich u. d. M. als ein feinstes Quarzitaggregat von 4—10 μ Korngrösse mit feinstverteiltem dunklem Pigment, dessen Menge partieweise wechselt. In einer an Pigment sehr reichen, keilartigen Partie fallen teils kreisrunde, teils elliptische, pigmentfreie, von etwas gröberkörnigem Quarzit erfüllte Räume mit einem Durchmesser von 0.04—0.07 mm auf, die wohl als Radiolarien gedeutet werden können. Das Gestein wird von zahlreichen feinen Quarzadern durchsetzt; manche besitzen einen bereits gekräuselten Verlauf, andere sind gerade und verwerfen die übrigen. Das Gestein ist daher differential durchbewegt. Kleine Pyritkörnchen sind auch hier anzutreffen.

Das andere Glied dieser Schichtenfolge bilden aschgraue bis violettgraue, hellgrau verwitternde sandige Schiefer, die an ihren Schichtflächen mehr oder weniger zahlreiche Glimmerschüppchen führen. In ihrem petrographischen Habitus gemahnen sie an manche Karbonschiefer, wie die Quarzitsandsteine an analoge Gesteine des Perm erinnern.

Diese Reminiszenz an die Karbonschiefer⁸ hat seinerzeit H. v. BOCKH in der Zeit, als die Lagerungsverhältnisse des Dobsinaer Oberkarbons noch ungenügend bekannt waren, veranlasst, die Porphyroidzone dem Karbon einzureihen. Nachdem nun gegenwärtig das oberkarbone Alter sämtlicher Versteinerungen führenden Karbonschichten und auch die diskordante Auflagerung des Oberkarbons erwiesen ist, kann der Verband der Porphyroidzone mit dem Oberkarbon nicht aufrechtgehalten werden. Es könnte zwar noch immer ein unterkarbones Alter der Porphyroidzone in Frage kommen, doch liegt für diese Annahme kein besonderer Grund vor.

Die weniger metamorphe Fazies der Sedimentgruppe der Porphyroidzone finden wir NW=lich von Felsösajó, S=lich und N=lich des Porphyroids des Za Skalou=Gipfels, ferner N=lich von Oláhpaták (Vlahov), am linken Sajó-Ufer in der Umgebung des Zadny Harb und des Michalov=Baches aufgeschlossen. Es soll noch erwähnt werden, dass ich dieselbe Ausbildung gelegentlich eines Besuches der Paternoster-Grube, SO=lich von Lassupatak (Still=Bach), am Westhang des Suchy Vrh gleichfalls vorgefunden habe.

b) *Eruptive Gruppe.*

1. Porphyroide.

Die aus Quarzporphyr hervorgegangenen Porphyroide sind trotz ihrer mehr oder minder intensiven Pressung auf Grund ihres leukokraten Charakters und ihrer meist noch gut erkennbaren Quarz- und Feldspateinsprenglinge auch im Felde leicht als solche erkennbar. Mitunter sind in ihnen auch parallel oder quer zur Pressung angeordnete Biotiteinsprenglinge anzutreffen. Auf Grund des Charakters der Feldspateinsprenglinge können zweierlei Typen unterschieden werden:

a) *Orthoklasporphyroide.* Auf Grund zweier, und zwar von der Nordlehne des Friedwalds und N=lich vom Suchy Horb=Gipfel gesammelter Proben scheint der Friedwald — Za Skalou=Zug dieser Varietät anzugehören. Der Porphyroid dieses Zuges ist gegen den Za Skalou=Gipfel zu und insbesondere auf demselben partiweise stark verquarzt und von Quarzadern durchwoben, die intakteren Partien weisen aber keine besonders intensive Pressung auf und zeichnen sich durch besonders grosse Quarzeinsprenglinge (über 2 mm Korngrösse) aus.

U. d. M. weisen die Quarzeinsprenglinge mannigfache magmatische Korrosionen auf und sind von mechanischen Einwirkungen kaum berührt. Die vorherrschenden oder allein vorhandenen *Orthoklas*-einsprenglinge sind feingetrübt, teils gescheckt, teils partiweise durch *Schachbrettalbit* verdrängt. Teilweise sind sie auch serizitisiert und zentral mitunter von eisenschüssig verwitterndem Kalzit verdrängt. Nach *Biotiteinsprenglingen* finden sich nur *Rutilmikrolithe* führende *Serizit-Quarzpseudomorphosen* vor.

Die Grundmasse ist erst schwach umkristallisiert und stellt ein feines, kaum auflösbares Gemenge von Serizit und Quarz dar. Hin und wieder haben sich wellig verlaufende Serizitsträhne ausgebildet und man vermeint oft noch eine primär fluidale Struktur zu erkennen.

⁸ Als volle Gesteinsserie weicht aber die mit den Porphyroiden vergesellschaftete, minder metamorphe Schichtenfolge von dem Oberkarbon ab. Es fehlen ihr die gröberklastischen Glieder, die reineren Tonschiefer u. s. w., anderseits steht sie — wie erwähnt — mit typischen Phylliten in unmittelbarer Verbindung und wechsellagert mit den Porphyroiden. — Von der Quarzitschiefergruppe der Vepor-Serie unterscheiden sich die quarzreicheren Gesteine der sedimentären Gruppe der Porphyroidzone dadurch, dass hier keine reinere Quarzitschieferserie — wie in der Vepor-Serie — ausgeschieden werden kann. Auch sind die plattigen Quarzitsandsteine keine so quarzreichen Gesteine, wie die Vepor-Quarzite und weisen keine so weissen Farbtöne auf.

β) Plagioklasporphyroide. In anderen Porphyroidproben (Trenken-Bach, Suchy Vrh u. s. w.) treten Orthoklaseinsprenglinge nur vereinzelt auf und können im Schliff auch völlig fehlen. Nebst Quarz bildet Plagioklas den Haupteinsprengling. Der Plagioklas bildet in der Regel grössere, knäueiförmige Verwachsungen. Er ist längs Sprungrissen, die mitunter von Quarz erfüllt sind, serizitisiert; auch sonst birgt er Glimmerschüppchen; der zusammenhängende Untergrund wird von Albit gebildet. Die Grundmasse ist ein mikropoikilitisches Gemenge von Serizit und Quarz, denen sich spärlich Chlorit und Albit zugesellen. Leukoxenisierter Titanomagnetit, Apatit und Zirkon vervollständigen den Mineralbestand.

γ) Quarzporphyritoide. In dem unteren Abschnitt des östlich vom Pecken-Berg in den Sajó abfliessenden Wasserrisses habe ich auf der Sturzhalde eines in der Richtung nach 2h angeschlagenen, auflässigen Stollens ein dunkleres porphyroidartiges Gestein aufgesammelt, das aber nebst zahlreichen 0.11–1 mm grossen Albiteinsprenglingen nur wenige kleine Quarzeinsprenglinge erkennen lässt. Die Albiteinsprenglinge bergen nur wenige Glimmerschüppchen; wo sie sich knäueiförmig anhäufen, dort gesellt sich ihnen reichlicher auch Chlorit zu. In der Grundmasse wird die Rolle des Serizits der normalen Porphyroide vom Chlorit übernommen. Serizit kommt nur gemengt mit Chlorit in einzelnen Flasern vor. Den Untergrund bildet auch hier ein feines Quarzmosaik. Siderit ist in bis über 1 mm grossen Rhomboedern und als Aderausfüllung vorhanden.

Entsprechend der geringen Anzahl der Quarzeinsprenglinge und der bedeutenderen Rolle vom Chlorit in der Grundmasse mag bereits ein dem Quarzporphyrit entsprechendes Gestein vorliegen.

2. Grünsteine (Metamorphe Diabase).

Während die Grünschiefer der zusammenhängenden Grünschieferzone vorherrschend keine Eruptivstrukturen erkennen lassen, zeichnen sich die innerhalb der Porphyroidzone vorfindbaren schmalen Grünsteinlager in den von mir untersuchten Proben durch noch deutlich erkennbare Eruptivstruktur aus.

Die W-lich vom Spitzen-Hügel aufgesammelten Gesteinsproben weisen eine divergentstrahlige Struktur auf. Die 0.3–1 mm langen Plagioklasleisten sind meist mit Glimmer und Chloritschüppchen erfüllt, der Untergrund ist Albit, (die Auslöschungsschiefe in Schnitten $\perp \alpha$ ist -15° , -16°). In den Zwickelräumen erscheint mitunter ein primäres Gemenge von geringerer Korngrösse, ansonsten sind sie mit Chlorit und Kalzit erfüllt. Porphyrtartig heben sich bis 1 mm grosse Pseudomorphosen nach Augit? ab; sie sind teilweise in Uralit, teilweise in ein Gemenge von Strahlsteinnädelchen, Chlorit, Epidot und Kalzit übergegangen. Leukoxenisiertes Titaneisen und Apatitnadeln vervollständigen die Zusammensetzung, mitunter tritt auch Pyrit auf.

Eine ähnliche, etwas gröbere Struktur weist auch das NW-lich von Felsösajó, vom Suchy Hrb aufgesammelte Gestein auf. Der Albit birgt in demselben nur spärlichere Glimmer- und Chloritschüppchen, die Zwickel sind vorherrschend mit Pennin erfüllt. Eine ähnliche Beschaffenheit weist auch eine am Nordabfall des Za Skalou-Gipfels aufgesammelte Probe auf, nur ist sie mehr umgewandelt.

Ein westlich vom Spitzenhügel, oberhalb der Friedwald-Stollen gesammeltes Probestück wurde von K. EMSZT mit folgendem Resultat analysiert:

SiO ₂	44.33	MgO	2.22
TiO ₂	0.65	CaO	3.21

Al ₂ O ₃	27.46	Na ₂ O	4.51	
Fe ₂ O ₃	3.62	K ₂ O	0.51	
FeO	6.44	P ₂ O ₅	0.30	
MnO	0.09	H ₂ O	6.56	Summe: 99.70

Die Analyse legt es klar dar, dass anschliessend an die Metamorphose auch eine chemische Umlagerung stattgefunden hat. Insbesondere fällt der hohe Al₂O₃-Gehalt und der geringe CaO- und MgO-Gehalt auf.

c) Zur Kleintektonik der Porphyroide.

Analog der später zu behandelnden Grünschieferzone sind auch die Glieder der Porphyroidzone differential durchbewegt, in den azideren Quarzporphyren ist aber die Intensität der mineralischen Umlagerung eine geringere, als bei den basischen Diabasen.

Die gegenwärtig messbaren Einfallflächen entsprechen daher den Bewegungsflächen. Der Unterschied zwischen der primären und sekundären Lagerung fällt am besten am Porphyroidzug Za Skalou—Posztredni—Friedwald ins Auge (s. Profil A—B der Profiltafelbeilage). Der Porphyroid bildet — da seine Breite sich an den Bergrücken bedeutend erweitert, in den Wasserrissen aber stark zusammenschrumpft — zweifelsohne eine Synklinale, während die sekundäre Schieferung der klastischen Glieder uns eine steile, planparallel südliche Lagerung vortäuscht. Es ist übrigens leicht möglich, dass die kräftigere Phyllonitisierung der nördlichen Partie der Porphyroidzone durch die Stauchwirkung der mehr starren Porphyroidzwischenlagerungen bewirkt wurde.

B) GRÜNSCHIEFERGRUPPE.

Gleich der Porphyroidzone wird auch die Grünschieferserie ausser extrusiven Gesteinen auch von sedimentären Gliedern zusammengesetzt. Unter den Sedimentgesteinen erlangt eine vorherrschend aus karbonatischen Sedimenten zusammengesetzte Gruppe eine gewisse Selbständigkeit, demnach sie abgesondert behandelt werden soll.

a) Karbonatische Sedimente der Grünschiefergruppe.

Bereits von J. AHLBURG wird in Verbindung mit der Grünschieferserie das Auftreten von Plattenkalken und Riffkalklinsen festgestellt (2, p. 387) und er gibt seiner Vermutung Ausdruck, dass die Kalksteinbänke in den Grünschiefern einen Übergang der Tuffazies in die Kalkfazies vermitteln, wie dies beispielsweise im Mitteldevon des östlichen Rheinischen Gebirges der Fall ist (l. c. p. 388). Es gelang mir nicht die von J. AHLBURG in einem Nebenzweige des Wolfseifens beobachtete Kalkrifflinie aufzufinden, doch wurde der bänderförmige Wechsel von Tuffiten mit körnigen Kalklagen anderwärtig gleichfalls festgestellt. Die Beschreibung dieser Gesteine wird bei der Behandlung der Tuffite folgen.

Die mächtigere Serie von Karbonatgesteinen kann besser nur in unterirdischen Aufschlüssen und den Tagbauen der unmittelbaren Umgebung von Dobsina studiert werden. Durch diese Aufschlüsse sind zwei räumlich getrennte Züge von Karbonatgesteinen bekannt geworden, von welchen der nördliche Karbonatgesteinszug sich im Liegenden, der südliche aber im Hangenden des Diorit-Amphibolituges vorfindet (vergl. das Profil E—F des Erbstollens auf der Profiltafelbeilage).

Der nördliche Karbonatgesteinszug wird durch die Endpartie des Erbstollens aufgeschlossen (vergl. AHLBURG 2, p. 385). Auf Grund meiner Beobachtungen und der Untersuchung der von E. RUFFINYI seinerzeit während des Vortreibens des Erbstollens aufgesammelten Gesteinsproben⁹ sind nach der in 1860 m erfolgenden Endigung des Amphibolits folgende Gesteine verquert worden: Vor- erst folgt nach den Aufzeichnungen von E. RUFFINYI „sehr milder chloritreicher Tonschiefer“, der im allgemeinen unter 45° S-lich einfällt; infolge des sich einstellenden grossen Druckes musste diese Partie des Erbstollens in seiner ganzen Länge mit Mauerung verkleidet werden. Die von RUFFINYI gesammelten Gesteinsproben erweisen sich bis 1740 m Stollenlänge hauptsächlich als *Chlorit-Serizitschiefer* mit vereinzelt Quarzlinsen und als *Serizitschiefer* („weisses Gebirge“ AHLBURG's). Nun folgt auf eine Stollenlänge von etwa 100 m eine vorwiegend aus einem feinkörnigen, hellfarbigen, mit Salzsäure nicht aufbrausenden *Karbonatgestein* zusammengesetzte Schichtenfolge. Nur die Proben von 1760 und 1765 m haben sich als *Chlorit-Serizitschiefer* erwiesen. Die ganze Schichtenfolge fällt steil nach 4^b ein. Zwischen 1782–1787 m Stollenlänge setzt ein 5 m mächtiger, unreiner, mit Nebengestein vermengter grob- spatiger Gang ein und auch nach 1787 sind im Karbonatgestein stellenweise noch Quarz-Sideritadern zu beobachten. In 1840 m Stollenlänge stellt sich ein nach N einfallender Verwurf ein und nun folgt eine Wechsellagerung von feinkörnigem Amphibolit und feinkristallinen weissen Karbonatgesteinen. Über letztere Wechsellagerung soll noch im weiteren die Rede sein (vergl. Figur 4 auf S. 51). Wie es aus dem vorgehenden erhellt, weicht diese Schichtenfolge von den Tuffiten mit Karbonatlagen nur durch das Vorherrschen der Karbonatgesteine ab.

Der südliche Zug der Karbonatgesteine steht mit dem sog. Georgi-Sideritzug (Steinbergzug von MADERSPACH) in engem Zusammenhang. Man versteht darunter einen stellenweise aus 3–4 Fächern bestehenden Sideritzug, der vom Teschner-Grund angefangen bis ins Kunas-Gründl, also nahezu in 4·5 km streichender Länge durch zahlreiche Tagbaue und Stollen aufgeschlossen wurde. Von seinen unterirdischen Aufschlüssen seien ausser dem Erbstollen die Georgi-, Ezechiel-, Jakobi-Bonifazius-Stollen, der Steinberger Erbstollen und der Augustin-Tagbau bei der Vereinigung der beiden Wolfseifen-Täler genannt.

Dass sich trotzdem in der Abscheidung der Karbonatserie vom Oberkarbon gewisse Schwierigkeiten ergeben, werden wir noch bei der Behandlung des Oberkarbons sehen.

Wir haben den Hauptträger dieser Schichtenfolge bisher kurzweg als Karbonat bezeichnet, nun wollen wir zu seiner mikroskopischen und chemischen Charakteristik schreiten. Das Karbonatgestein ist in der Regel hellgrau oder grünlich gefärbt, meist etwas geschiefert—gestreckt und lässt auch dünne *Chlorit-Serizit*fasern erkennen. Winzige Einsprengungen von Pyritkörnern sind nicht selten.

U. d. M. besitzt das *Karbonat* die Korngrösse von 0·02–0·05 mm, die einzelnen Körner sind nicht verzwilligt. Nester und Linsen von *Quarzit* fehlen in keinem Schliff, ebenso Schüppchen von farblosem *Glimmer* und *Chlorit*. Bei einem mittleren Gehalt an Quarzit wechseln karbonatreichere und ärmere Lagen und Linsen ab; in den quarzitischen Lagen schwimmen nur vereinzelte Karbonatrhomboeder in dem feinpoikilitischen Quarzitgemenge. In manchen Gesteinen finden sich eckig begrenzte und rein von *Chlorit* und *Serizit* zusammengesetzte Partien. Noch deutlich pleochroitische Chlorite sehen wie Pseudomorphosen nach *Biotit* aus.

⁹ Die Gesteinsproben des Erbstollens sind im Grubenamt der städtischen Gruben aufbewahrt.

Durch Ausfall der Karbonatlagen entstehen die dichten, kennzeichnend hellgrünen *Quarzite* und *Serizitquarzite*, in denen nur spärlich verstreute *Karbonatrhomboeder* zu beobachten sind. Die hellgrüne Färbung der Quarzite vermeinte F. v. FOULLON auf die Beimengung von *Chromglimmer* zurückführen zu können (25). In einer typischen Probe eines besonders hellgrünen Quarzits konnte aber Kollege K. EMSZT das Chrom nur in Spuren nachweisen. Es liegt daher eine Beimengung von grünlich-gelblichem *Serizit* vor, wie wir solchen in den zunächst behandelnden monomineralischen Bildungen beschreiben werden.

Mit dem Vorherrschen des Serizits entstehen die *Serizitschiefer*. Wie ich es bereits in meinem Aufnahmsbericht andeutete (68, p. 441), möchte ich die hierher gehörigen *Sideritlagerstätten* auf die metasomatische Verdrängung der Karbonatgesteine zurückführen und wer die Aufschlüsse des Georgi-Stollens auf sich hat wirken lassen, wird sich dieser Meinung kaum verschliessen können. Die Mächtigkeit der sideritisierten Lagermasse schwillt stellenweise auf 18 m an, sie wird aber durch Serizitschieferzwischenlagen unterteilt. Die einzelnen Sideritlagen folgen der Undulation des Nebengesteins und manche Siderithandstücke lassen der primären Schichtung entsprechend auf der Schichtfläche deutlich ausgebildete helle Glimmerschüppchen erkennen. Im Georgi-Stollen erstreckte sich die reichere Erzführung im Jahre 1914 auf etwa 110 m streichende Länge. Nach O zu folgt der aus dem Erbstollen ausgehende städtische Sideritbau der Bonaventura Flächenmasse, nach W die Kobalt-Nickelbergbaue der Ezechielstollen, von denen im späteren die Rede sein wird. Hier mag nur bemerkt werden, dass nach W zu nur mehr verschiedengradig verquarzte Karbonatgesteine verquert wurden, in denen sich reiner Siderit nur in Adern und kleinen Linsen vorfindet. Nach S, gegen einen schmalen Dioritgang zu (vergl. das Profil E—F) bewegen wir uns in einer Verrutschelungszone, deren Hauptgestein der weisse Serizitschiefer bildet; letzterer lässt Linsen und Lagen des Karbonatgesteins und eines hellgrünen *Quarzits* erkennen. Als neues Glied der Schichtenfolge erscheint daher der hellgrüne dichte Quarzit.

In den aus dem kleinen Wolfseifen-Tal ausgehenden Jakobi-Bonifazius-Stollen wurde die Karbonatgesteinsserie in nicht versideritisertem Zustand in 108 m Stollenlänge verquert.

Die Zusammengehörigkeit der Karbonatgesteine mit den Grünschiefern ergibt sich aus ihrer Wechsellagerung mit zur Grünschieferserie gehörenden Chlorit-Serizitschiefern. Es sind dies feingeschieferete, zwischen den Fingern zerreibbare, weisslichgrüne Schiefer, in deren Dünnschliff in dem Serizitgewebe sich nur vereinzelte Karbonatkörnchen und Korngruppen vorfinden. Hin und wieder enthalten sie grössere Quarzkörner.

Zur Analyse wurden die minder sideritiserten Gesteinsproben aus dem Steinberger Erbstollen des Kleinen Wolfseifen-Tales herangezogen. Im Dünnschliff des Gesteins halten die karbonatischen und quarzit-serizitischen Lagen etwa die Wage. Die Analysen ergaben umstehende Resultate:

Die von B. v. HORVÁTH analysierte Probe ist augenscheinlich bereits etwas sideritisert und das Eisenkarbonat kann mehr als die Hälfte des Karbonats bilden. In der von K. EMSZT analysierten Probe ergeben FeO, MnO, CaO, MgO und CO₂ folgende auf Hundert berechnete Molekularprocente:

FeO	MnO	CaO	MgO	CO ₂
6.8	2.1	20.5	26.7	43.9

Die Molekularprocente weisen darauf hin, dass das CaO nicht einmal zur Bindung der Hälfte der Kohlensäure genügt; der andere Teil davon muss demnach vornämlich an das MgO, unter-

geordnet an MnO und FeO gebunden sein. Die Zusammensetzung des Karbonats entspricht daher einem *Dolomit*, der in wechselnder Menge der Sideritisierung erlegen ist. Der sich noch erübrigende Teil von MgO steckt im *Chlorit*.

Die Schwankung der mineralischen Zusammensetzung gelangt in den beiden Analysen gut zum Ausdruck. Wieviel von dem Quarz auf eine nachträglich erfolgte Verquarzung zurückzuführen ist, mag dahingestellt bleiben.

Immerhin weist der Wechsel der vorherrschend karbonatischen und vorherrschend quarzitären Lagen auf einen ursprünglichen Rythmus in der Sedimentation hin. Was die Serizitschiefer anbelangt, könnte man an den Aschentuff eines aziden Extrusivgesteins als Ausgangsgestein denken. Zweifellos haben, wie die zunächst zu behandelnden monomineralischen Bildungen bezeugen, im Laufe der die obige Schichtenfolge betreffenden Metamorphose auch chemische Umlagerungen stattgefunden.

	Analytiker	
	K. EMSZT	B. v. HORVÁTH
SiO ₂	39·25	42·92
TiO ₂	—	1·15
Fe ₂ O ₃	{ 5·24	1·17
FeO		11·07
MnO	1·54	0·59
Al ₂ O ₃	6·42	14·13
CaO	12·28	4·24
MgO	11·53	3·23
Na ₂ O	1·53	0·75
K ₂ O	Sp.	4·08
H ₂ O—	{ 1·05	0·05
H ₂ O+110		2·06
CO ₂	20·53	13·99
Summe	99·37	99·40

An der Erdoberfläche sind die Karbonat-Quarzitgesteine, wie erwähnt, meist nur in den alten Tagbauen anzutreffen und repräsentieren sich da in der Regel als stark eisenschüssige Quarzite. Die Karbonate der Schichtenfolge sind der Oxydation und Auflösung zum Opfer gefallen, wobei ihr Eisengehalt durch Oxydationsmetasomatose sich derartig anreicherte, dass es in Gemeinschaft mit dem Ausbiss der Sideritlagerstätten zur Bildung eines mächtigeren Eisernen Hutes kommen konnte.

Nicht alle Karbonatlagen entsprechen aber einem Dolomit. Mit Salzsäure noch aufbrausende *Kalk-Serizitschiefer* sind auf dem Kälbl-Berg und in einem zwischen dem Biengarten und dem Schlosser-Hügel liegenden Schurf anzutreffen. In den Gesteinen wechseln 1–10 cm mächtige, feinkristalline, weisse bis hellgraue *Kalklagen* mit bräunlich-gelblich-grauen, gekräuselten *Serizitschieferstraten* ab. Die

dickeren Kalklagen sind des öfteren auch in enge Falten gestaucht und können durch Serizitmembranen noch unterteilt werden. Die Kalk-Serizitschiefer unterhalb des Schlosser-Hügels verwittern *ankeritisch*. Im Dünnschliff aber erweisen sich die Kalklagen als nicht einheitlich, indem auch hier quarzitreichere und -ärmere Kalzitlagen miteinander abwechseln.

Die mit den Grünschiefern in Verbindung stehende, selbständige Sedimentserie erweist sich daher als eine Wechsellagerung von mehr oder minder quarzitischen Dolomiten, seltener Kalken mit Quarziten und Serizit-, beziehungsweise Serizit-Chloritschiefern. Letztere Schiefer vermitteln einen Übergang in die eigentliche Grünschiefergruppe. Vor der Beschreibung derselben wollen wir aber noch einige innerhalb der Karbonatgesteinsgruppe auftretende, monomineralische Bildungen beschreiben.

b) Monomineralische Gesteine der Karbonatgesteinsfolge.

In den Aufschlüssen des städtischen Erbstollens sind mächtigere Linsen von *Muskovit*- und *Klinochlorfels* bekannt geworden. Kleine *Serizit*linsen sind auch nicht selten. Diese Gesteine wurden vom Kollegen Dr. K. EMSZT mit folgendem Resultat analysiert:

	Muskovitfels		Serizit		Klinochlorfels	
	Gewichts-	Molekular-	Gewichts-	Molekular-	Gewichts-	Molekular-
	prozent		prozent		prozent	
SiO ₂	44·91	58·15	45·64	48·36	29·15	22·74
TiO ₂	—	—	1·72	1·37	ny.	—
Al ₂ O ₃	38·18	29·18	33·03	20·65	20·07	9·22
Fe ₂ O ₃	0·07	—	1·12	0·45	2·71	0·79
FeO	0·07	0·12	2·42	2·15	8·28	5·41
Cr ₂ O ₃	—	—	0·09	0·04	0·18	0·05
MgO	1·99	3·85	0·54	0·85	28·05	32·60
CaO	0·19	0·26	0·25	0·28	ny.	—
Na ₂ O	1·56	1·96	1·91	1·96	ny.	—
K ₂ O	7·67	6·37	8·55	5·79	ny.	—
P ₂ O ₅	0·15	0·08	—	—	—	—
H ₂ O +110°	4·98	—	5·10	18·10	11·21	29·19
H ₂ O -110°		—	0·39	—	0·08	—
Summe:	99·77	100·00	100·78	100·00	99·73	100·00

1. Muskovitfels. (Vergl. auch 68, p. 441.)

Es ist dies ein schneeweisses, feinschuppiges Gemenge mit etwa 1 mm Schuppengrösse, ohne jedwelcher paralleler Anordnung der Schuppen. Dasselbe wurde in der Umbaustrecke, die — aus dem städtischen Erbstollen ausgehend — die im Bonaventura-Grubenfelde weiterstreichende Fortsetzung der Georgi-Lagerstätte verquerte, aufgesammelt. Die Analyse vom Kollegen Dr. KALMAN EMSZT spiegelt den monomineralischen Charakter des Gesteins gut zurück und es kann nur eine geringe Beimengung von *Magnesia* hervorgehoben werden.

2. Serizit.

Die Lagersteine der Georgi-Lagerstätte werden stellenweise von dünneren Linsen eines grünen Serizits begleitet. Derselbe ist eine homogene Masse, wachstartig durchscheinend und weist einen intensiv zeisiggrünen Farbenton auf. Die grüne Färbung der den Georgi-Gang begleitenden grünen Kieselgesteine ist augenscheinlich auf Beimengung dieses Serizits zurückzuführen.

Die von Dr. K. EMSZT bewirkte Analyse des Gesteins schliesst sich jener von LASPEYRES bezüglich des typischen Serizits — auch was die Verunreinigungen anbelangt — ausgezeichnet an. Nur der etwa 1 Gewichtsprozent betragende, geringere Alkaliengehalt ist zu vermerken, ein Umstand, der sich auch in der Analyse des vorangehenden Muskovitfelses fühlbar macht. Gegenüber dem Muskovit fällt der geringere Tonerdegehalt auf. Der geringe Chromgehalt kann für den intensiven Farbenton wohl kaum verantwortlich gemacht werden und letzterer scheint eher von dem Eisengehalt bedingt zu sein. Das Gestein wurde auf der Sturzhalde des Erbstollens aufgesammelt. Im Dünnschliff bildet der Serizit ein feinschuppiges Aggregat, die einzelnen Schuppen besitzen eine Länge von 10—35 μ , nesterweise auch eine solche von 100 μ . Vereinzelt ist auch eine radiale Aggregierung zu beobachten. Die Schüppchen lassen eine undulöse Auslöschung erkennen, sind optisch negativ und weisen ein fast einachsiges optisches Achsenbild auf. Partieweise finden wir auch Karbonatkörnchen eingestreut, ferner kommen auch winzige skelettartig aggregierende *rutil*-ähnliche Erzpartikelchen vor.

3. Chloritfels.

Dieses dunkelgrüne Gestein entstammt gleichfalls der Bonaventura-Umbaustrecke. U. d. M. erweist es sich als ein feinkörniges Aggregat von wechselnder Schuppengrösse (0.1—0.15 und 0.02—0.04 mm). Die Schuppen sind des öfteren radial aggregiert. Es ist fast farblos und lässt nur einen schwachen grünlichen Farbenton und Pleochroismus erkennen. Das optisch positive Achsenbild ist nahezu einachsig. Die Interferenzfarben sind nahezu normal und steigen bis gelblich I Ordnung an. Die Auslöschungsschiefe war infolge der vorherrschend wellenförmigen Auslöschung nicht einwandfrei festzustellen.

Als Verunreinigung kommen nur ganz spärliche Erzpartikelchen vor, deren Menge im Schliff auf etwa 1/50 geschätzt werden kann.

Die Daten der von K. EMSZT durchgeführten Analyse entsprechen dem *Klinochlor*¹⁰ und zwar der Zusammensetzung $Sp_2 At_3$ im Sinne TSCHERMAK's. Es ist bloss ein 2 Molekularprozent betragender Mangel an Kristallwasser zu vermerken, dem ein 1 Molekularprozent betragendes Plus an Kieselsäure und etwa je $1/2$ Molekularprozent Überschuss an $(AlFe)_2O_3$ und $(MgFe)O$ gegenüberstehen. Auch diese geringen Unstimmigkeiten können ihre Erklärung in geringfügigen Quarzinfiltrationen und in der Beimengung von Erzpartikelchen finden. Allenfalls muss die Übereinstimmung für ein Gestein als vortrefflich bezeichnet werden.

¹⁰ Die in meinem Aufnahmeberichte (68 p. 440) auf Grund einer noch unvollständigen Analyse angeführten Daten sind daher nun als gegenstandslos zu bezeichnen, da sich diese Analyse als verunglückt erwiesen hat.

c) *Metamorphe Diabase und Diabastuffite.*

Innerhalb der nördlichen Grünschieferserie wurden von WOLDRICH, dem wir die erste genaue Kennzeichnung dieser Serie verdanken, eine tiefere „Diabaszone“ und eine höhere „Chloritschieferzone“ unterschieden. In der ersteren vermutet er die metamorphen Derivate von Diabas und Diabasporphyr, in der letzteren aber metamorphe Herkömmlinge einer Wechsellagerung von Diabastuffbändern und marinen Sedimenten (90, p. 12 und 19). Diese Unterscheidung ist in ihren Hauptzügen zweifelsohne richtig, infolge der oft tiefgreifenden Metamorphose sind aber die beiden Gruppen nicht streng auseinander haltbar.

Die von WOLDRICH im oberen Göllnitz-Tale studierte Grünschieferzone setzt sich dann auf dem hier studierten Gebiet W-lich weiter fort, bis sie am Sajó-Fluss ein unvermitteltes Ende findet. Wie es aus der geologischen Karte erhellt, ist sie stark verschuppt, sie soll des weiteren in ihrer Gänze als nördliche Grünschieferzone bezeichnet werden.

An den Westlehnen des Radzim habe ich die Endigung einer aus SO-licher Richtung anstreichenden Grünschieferzone angetroffen. Ist auch die Gleichaltrigkeit dieser Südzone mit der nördlichen noch fraglich, soll die petrographische Kennzeichnung doch an dieser Stelle erfolgen.

d) *Der nördliche Grünschieferzug.*

Die Gesteine der Nordzone bieten ein ziemlich wechselreiches Bild und es können die folgenden Untergruppen unterschieden werden.

1. Wahrscheinlich aus Tuffiten und Sedimenten hervorgegangene Schiefer.
2. Grünschiefer, die aus Eruptivmaterial hervorgingen, aber ihre primäre Gesteinstruktur im Laufe der Metamorphose verloren haben.
3. Magnetitktaederführende Grünsteine mit noch erkennbarer primärer Gesteinstruktur.
4. Biotit- und Magnetit führende Grünsteine.
5. Amphibolitähnliche Grünsteine.

1. Wahrscheinlich aus Tuffiten und Sedimenten hervorgegangene Schiefer.

Violette, violett und grün gebändert-gestreifte Phyllite und sonstige Phyllite treten im Verband mit den Grünschiefern auch in der Umgebung von Dobsina auf. Eine strenge Scheidung von Tuffiten und reinen Sedimenten ist infolge der Metamorphose naturgemäss nicht durchzuführen.

Eine als Tuffite deutbare Gruppe ist nur N-lich von Sajóréde, von den an beiden Seiten des Kriska Jedla genannten Wasserrisses verlaufenden Bergrücken bekannt geworden.

Der eine Typ dieser Gesteine zeichnet sich durch linsenförmige, limonitisch verwitternde, kalkige Bänder aus. U. d. M. bestehen die 0.5–3 mm dicken Lagen hauptsächlich aus meist gut verzwillingtem *Kalzit* von 0.1–0.3 mm Korngrösse. Demselben gesellen sich in wechselnder Menge *Albit* und *Quarz* zu; der *Albit* findet sich oft in idiobastischen Kristallen bis 1 mm Korngrösse und ist teils stark verzwillingt.

In einem Gestein finden sich dann noch feinerkörnige, aber leukokrate Lagen mit vorherrschendem *Albit*, ferner *Kalzit*, *Epidot* und etwas *Chlorit*. Der ganze Schliff wird dann durch feine Streifen, die aus *Chlorit*, *Hämatit* und *Leukoxen* zusammengesetzt werden, durchzogen. In anderen

Schliffen finden sich breitere Zwischenlagen aus *Serizit* und *Pennin* bestehend, die dann von dicht sich aggregierenden Tonschiefernadelchen in gewundenen Zügen wie gestrichelt erscheinen.

Ein anderes Gestein lässt in einer hellgrünlichen, phyllitisch gefalteten Hauptmasse einen 1–5 cm langen, dunkleren Einschluss erkennen. Die feingefaltete Hauptmasse weist eine linsen- und lagenförmig wechselnde Zusammensetzung auf: feine *Strahlsteinnadelchen*, *Pennin*, feinaggregierender *Epidot* und gestreckter *Titanit* sind die Hauptgemengteile, *Albit* von 0·02–0·05 mm Korngrösse tritt mehr in sich auskeilenden Linsen und Lagen auf.

Das dunklere Feld des „Einschlusses“ setzt sich hauptsächlich aus *Pennin* zusammen, der dann von im ganzen Felde gleichsinnig orientierter, kaum gefärbter Hornblende durchwachsen ist; dieselbe ist poikilitisch begrenzt und erreicht im Querschnitt 1 mm. Andere linsenförmige Räume werden von gröberstengligen Aggregaten von *Aktinolith*, ferner von *Kalzit*, *Chlorit* und *Albit* erfüllt.

In den grünlich und violett gestreifen, phyllitischen Schiefern, wie sie auch in der Umgebung von Dobsina auftreten, setzen sich die hellen Lagen hauptsächlich aus *Serizit* zusammen, dem sich nur wenig *Chlorit* zugesellt. Die violetten Lagen verdanken ihren Farbenton hauptsächlich dicht aggregierten *Hämatit*-Gruppen und sonstigem opakem Pigment und *Rutil*, demzufolge sie im Dünnschliff wie gestrichelt erscheinen. In anderen Proben können die Pigmentstreifen einen zickzackartigen Verlauf aufweisen. In manchen Proben treten auch Linsen mit *Chlorit* und *Albit* auf. Vereinzelt sind auch *Turmalin*-säulchen zu beobachten.

In anderen Proben, wie z. B. in einer zwischen dem Hopfgarten und den Birkeln gesammelten, lassen die hellen Lagen 0·06–0·15 mm grosse, undulös auslöschende Quarzkörner, seltener auch solche von *Albit* erkennen. Diese werden von feinen Quarzaggregaten verkittet und von *Chlorit*, ferner von *Serizit* parallel durchwoben und führen auch viele Tonschiefernadelchen. Die dunkleren, gefalteten Lagen sind wieder an *Hämatit* reich und werden hauptsächlich von Serizitstreifen begleitet.

Diese Gesteine vermitteln dann den Übergang in Phyllite sedimentären Ursprungs.

2. Grünschiefer, die aus Eruptivmaterial hervorgegangen sind, aber ihre primäre Gesteinstruktur eingebüsst haben.

Nach der mineralogischen Zusammensetzung lassen sich diese Gesteine in drei Gruppen unterbringen:

a) Chlorit-Kalzit-Albitschiefer. Als ein Typus dieser Gruppe kann eine Gesteinsprobe dienen, die aus dem 282. m des Erbstollens aufgesammelt wurde. Das Gestein ist nicht sonderlich schieferig, eher in einer Richtung gestreckt und stark klüftig.

U. d. M. bildet den Hauptbestandteil ein lauchgrüner *Pennin*, der den Schliff in dicken, gewellt verlaufenden Lagen und Flasern durchflechtet und von reichlichen *Leukoxenaggregaten* begleitet wird. Der *Kalzit* tritt in linsenförmigen Räumen oder in Rhomboederform vereinzelt auf und erfüllt die den Schliff durchkreuzenden Adern. Weitere Lücken innerhalb der vorherrschenden Chloritsubstanz werden von gezähnt ineinander greifenden *Albitaggregaten* erfüllt; dieselben besitzen die Korngrösse von 0·02–0·04 mm und sind nur spärlich verzwillingt. Schliesslich sind noch vereinzelte *Epidot*körnchen und *Apatit*nadeln zu beobachten.

In dem beschriebenen Gestein ist die primäre Gesteinstruktur und die Kristallstruktur der primären

Gemengteile völlig in Verlust geraten. Eine andere Varietät repräsentiert ein am Bergrücken W-lich vom Zemberg-Stollen eingesammeltes Handstück. Im Dünnschliff erscheint das Gestein von *Pennin* parallel durchzogen. Der *Pennin* bildet ein schwammgerüstartiges Netz und in seinen Maschen sitzen 0.2—0.6 mm grosse, zwillingslamellierte *Albit*-Individuen. Die einzelnen *Pennin*-lamellen ragen in die *Albit*-Individuen hinein und verleihen ihnen gezähnelte Konturen; einzelne *Albit*-Individuen werden noch von *Chlorit* und *Kalzit* netzartig durchdrungen und teilweise verdrängt.

Im Penningerüst selbst finden sich *Leukoxen*-pseudomorphosen nach *Titaneisen*. Die prozentuale Zusammensetzung ändert sich übrigens lagen- und linsenweise; in manchen Linsen und Lagen tritt der *Pennin* zurück und es herrscht ein feines Gemenge von *Kalzit*, *Albit*, *Quarz* und *Erzpartikelchen* vor.

β. *Epidot=Zoisit=Strahlsteinschiefer*. Zur Kennzeichnung dieser Gesteinsgruppe soll die Beschreibung zweier Varietäten dienen.

Die erste Probe stammt aus dem 847. Meter des Erbstollens. Das Gestein gewinnt durch das Vorherrschen der dünnstengeligen Mineralien der *Zoisit=Epidot*-Gruppe und der *Strahlsteinnädelchen* einen feinstengelig-flaserigen Charakter. Die Länge der einzelnen Stengel kann im Mittel mit 0.2 mm beziffert werden. Manche *Pistazite* stellen sich nahezu senkrecht zur Schieferung, erreichen eine bedeutendere Grösse (0.4 mm) und — wie es bei sich quer zur Schieferung stellenden Mineralien zu sein pflegt — weisen diese Querpistazite eine gedrungenere Kristalltracht auf. Zu diesen Hauptgemengteilen gesellen sich noch *Chlorit*, *Kalzit*, *Titanit* und *Apatit*; ein *Albit*-untergrund ist nur stellenweise festzustellen. In linsenförmigen Räumen häufen sich *Chlorit* und *Pistazit* von gröberer Korngrösse an.

Eine andere Varietät bietet die Gesteinsprobe vom Gipfel »Auf der Spitz« (Höhepunkt 1014 m).

Den Hauptanteil des Gesteins bildet ein schwammgerüstartiges Netz eines das Licht zerstreuen, unauflösbaren, sehr feinkörnigen Aggregates, in dem wir wohl Mineralien der *Epidot=Zoisit*-Gruppe und *Leukoxen* vermuten dürfen. Dabei treten 0.1—0.2 lange Individuen von *Epidot* und *Zoisit*, kleine Zwickelausfüllungen von *Albit* auf; letzterer kann auch einzelne Nester ausfüllen. Das kennzeichnende Gepräge wird dem Gestein durch die diagonale Durchflaserung von *Hornblendenädelchen* aufgedrückt. Die einzelnen Nadeln sind lang und dünn, erreichen z. B. bei einer Länge von 1 mm nur 0.02—0.04 mm Dicke und sind terminal pinselförmig zerfasert. Die Hornblende weist parallel $\parallel \gamma$ einen tiefbläulichgrünen, senkrecht dazu sattgrünen Pleochroismus auf, und lässt die Auslöschungsschiefe $c\gamma = 15^\circ$ messen. Quer zur Schieferung treten auch gedrungenere Hornblendeindividuen auf.

γ. *Chlorit=Epidot=Albitschiefer*. Diese sich den vorangehenden enge anschliessenden Gesteine erheischen im allgemeinen keine eingehendere Beschreibung. Es soll daher nur eine wenig verbreitete und W-lich vom „Auf dem Spitz“-Gipfel, an der Ostlehne des Teschner-Grundes auftretende Varietät beschrieben werden, die sich durch bis 3—6 mm lange Linsen und Augen von *Albit* auszeichnet.

In einer Probe ist das ganze Auge noch als ein ursprünglich einheitliches, wenn auch gegenwärtig mehr oder weniger zertrümmertes *Albit*-Individuum zu erkennen. In demselben sind dichtaggregierte *Zoisit*-filze zu erkennen, andererseits werden sie noch von *Pistazit* durchadert und verdrängt, welches letzterem sie ihren makroskopisch oft pistaziengelben Farbenton verdanken. Die einzelnen mehr oder weniger zertrümmerten Individuen werden von einem Mörtelkranz umgeben, der beiderseits in Streckungshöfe ausläuft. Die die Augen umfliessenden Lagen setzen sich aus *Chlorit*, *Pistazit*, *Albit*, *Hämatit*

und reichlichen, in einer Richtung gestreckten und bis 1—2 mm langen *Titanit*-Individuen zusammen.

In anderen Gesteinen desselben Fundortes setzen sich die linsenförmig auskeilenden, leukokraten Lagen aus einem im Mittel 0·02—0·05 mm Korngrösse besitzenden *Albit*-Aggregat zusammen, nur die Korngrösse weniger *Albit*-Individuen steigt bis 1 mm an. Dem *Albit* gesellt sich in wechselnder Menge *Chlorit* und *Epidot* zu. Die dunklen Lagen sind die normalen feinkörnigen *Chlorit*-*Epidot*-Schiefer, mit spärlichem *Albit* und farblosen *Glimmerschüppchen*.

Wie erwähnt, geht den bisher behandelten Schiefen jedwede Reliktstruktur ab. Als ihre Ausgangsgesteine können daher ebenso Tuffbildungen wie Massengesteine der Diabasfamilie gedeutet haben

3. Magnetitoktaeder führende Grünsteine mit noch erkennbarer Gesteinsstruktur.

Diese Varietät ist die kennzeichnende Form der am Steinberg und SW-lich und SO-lich von den Sideritabbauern des Altenberges auftretenden Grünsteine. Dieselben sind massiger Textur, teilweise aber stark zerklüftet und zerfallen daher beim Hammerschlag in dünne Platten. In der hellgrünlichgrauen, grünlichgelblichen bis dunkelgrauen, feinkörnigen Masse fallen die gleichmässig verteilten, bis 1—2 mm Korngrösse erreichenden Magnetitoktaeder bereits dem freien Auge auf.

U. d. M. lassen manche Gesteinsproben (z. B. jene von der Ostseite des Schlosser-Hügels und der Westseite des Helper-Hügels), die ursprünglich divergentstrahlige Struktur noch deutlich erkennen. Die 0·2—0·7 mm langen *Plagioklase* sind albitisiert (Auslöschungsschiefe in Schnitten $\perp \alpha = -15^\circ$) und ziemlich arm an Neubildungen. Die Zwickelräume werden von bläulichgrüner *Hornblende*, *Chlorit* und *Pistazit* erfüllt. Die *Hornblende* wuchert stellenweise in den *Albit* hinüber und ist hin und wieder chloritisiert. Nach *Titanit* ist in regelmässiger Verteilung *Leukoxen* anzutreffen.

In den übrigen Gesteinen ist die primäre Struktur mehr verschleiert, meist aber noch zu erkennen. Der *Plagioklas* wird durch *Epidot* und *Strahlsteinnadeln*, der färbige Gemengteil durch *Strahlsteinnadeln* und *Chlorit* ersetzt. Manche grössere einheitliche *Hornblende*-Individuen mit winzigen *Titanit*-einschlüssen können als Pseudomorphosen nach dem porphyrartig sich hervorhebenden farbigen Gemengteil gelten.

Im scharfen Gegensatz zu diesem Mineralbestand, insbesondere zu dem vollends leukoxenisierten Titanit, stehen die meist eine Korngrösse von 0·1—0·5 mm besitzenden Magnetitoktaeder. Sie bilden teils idioblastische Oktaeder, teils sind sie skelettförmig oder perimorphosenartig entwickelt, bergen Einschlüsse aller übrigen Gemengteile, so auch von *Leukoxen* und dokumentieren sich dadurch als die jüngsten Neubildungen.

4. Biotit- und Magnetitführende Grünsteine.

Diese gleichfalls massige Grünsteinvarietät findet sich N-lich von Sajóréde auf dem NW-lich vom Wasserriss Krizka Jedla verlaufenden und durch den Höhenpunkt 857·8 m fixierten Bergrücken. Die Gesteine sind stark zerklüftet, an manchen Klüften hat sich *Eisenglimmer* gebildet.

U. d. M. ist die Struktur eine porphyrartige und zwar heben sich 0·15—1 mm lange, schmal-leistenförmige *Plagioklase* aus der 0·02—0·1 mm Korngrösse aufweisenden Grundmasse einsprenglingsartig hervor. Die *Plagioklase*-einsprenglinge sind albitisiert und von reichlichen *Glimmerschüppchen* erfüllt. Die Grundmasse setzt sich aus *Albit*, *Epidot*, *Leukoxen*, *Apatit* und *Hämatit*-Täfelchen zusammen. In länglichen Geoden und Linsen tritt ausser Neubildungen von *Epidot* und *Albit* auch *Chlorit* auf.

Dieser normale Mineralbestand wird durch das ziemlich reichliche Auftreten von *Biotit* belebt. Das ganze Gestein wird von ihm in zwei diagonalen Richtungen durchflochten, wobei er die Albiteinsprenglinge durchsetzen oder einzelne Zwillinglamellen derselben verdrängen kann. Mit besonderer Vorliebe aber umsäumt er den Plagioklas, hin und wieder auch die Epidotkörner. Er tritt in meist 0·15—0·2 mm langen, oft recht dünnen Schuppen auf, breitere Schuppen können sich terminal pinselartig zerteilen und kennzeichnen sich durch einen Pleochroismus in rostbraunen Farbentönen. Stellenweise häuft er sich in wirrschuppigen Aggregaten an, insbesondere fällt eine 2 mm grosse elliptische Geode auf, die ausser spärlichen Epidotkörnchen rein von Biotitaggregaten erfüllt wird.

Dem Biotit gesellt sich spärlich auch ein farbloser *Glimmer* zu. Schliesslich sind noch vereinzelte, 0·02—0·04 mm grosse *Magnetit*oktaeder vorhanden. Sowohl der Biotit, als auch der Magnetit müssen als Neubildungen aufgefasst werden und es sind keine Anzeichen vorhanden, als ob sich der Biotit auf Kosten primär vorhandenen Biotits durch Umlagerung gebildet hätte.

5. Amphibolitartige Grünsteine.

Die unter dieser Bezeichnung zusammengefasste Gruppe soll auf Grund ihrer zwei Hauptvorkommen — die nicht nur räumlich, sondern auch in ihren Merkmalen von einander getrennt sind — gekennzeichnet werden. Das eine Hauptvorkommen bildet den Südsaum des im Liegenden des Georgi-Eisenerzzuges auftretenden Quarzdiorits, das andere die Nordabdachung des Windseck-Gipfels (Höhenpunkt 882·7 m) NW-lich von Dobsina.

α. Die schieferigen=geflaserten Amphibolite im südlichen Liegenden des Georgi-Ganges. Es sind dies vorherrschend aus *Hornblende* zusammengesetzte Gesteine mit paralleler Textur.

Zumindest die Hälfte der Zusammensetzung bilden 0·3—1·5 mm lange, mehr oder minder parallel angeordnete Hornblendestengel. Die Hornblende ist hellgrün pleochroitisch und lässt eine Auslöschungsschiefe γ mit 14—17° messen. Der Charakter der nach der Hornblende sich erübrigenden Gesteinspartien ist je nach den verschiedenen Gesteinsproben verschieden. Meist werden die etwa dem primär vorhandenen *Plagioklas* entsprechenden Stellen von einem Gemenge der *Zoisit-Epidot*-Mineralien, *Strahlsteinnädelchen*, farblosem *Glimmer*, mitunter auch *Chlorit* derartig erfüllt, dass der Albituntergrund nur stellenweise zu erkennen ist. Mitunter sind die Mineralien der *Zoisit-Epidot*-Gruppe vorzüglich an der Grenze gegen die Hornblende zu angehäuft. In mehreren Gesteinen bildet der *Klinozoisit* auch grössere Säulchen, die etwa jenen der Hornblende gleichkommen (z. B. 0·8 mm lang und 0·1 mm breit); durch die verschiedenen Interferenzfarben: rostbraun im Kern und violett in den Randzonen gibt sich auch ein zonarer Aufbau des *Klinozoisits* kund.

Andere Gesteinsproben sind bereits etwas geflasert, es haben sich bei sonst ähnlicher Struktur wellig verlaufende Strähne von Hornblendenädelchen und Säulchen der *Zoisit-Epidot*-Gruppe ausgebildet. In einzelnen Linsen können sich Albit und *Kalzit* oder *Chlorit* und *Pistazit* anhäufen.

In allen Gesteinen sind noch *Titanit* und *Apatit*, in einzelnen Gesteinen auch *Kalzit* zugegen, welch letzterer auch als Aderausfüllung auftritt.

Wie es aus der Beschreibung erhellt, ist der primäre Diabascharakter der Gesteine nicht mehr festzustellen; es liegt vielmehr ein amphibolitisches Gestein vor, das durch Druckwirkungen noch weiter verändert wurde.

β. Der Zoisitamphibolit vom Nordabfall des Windseck-Gipfels. Die an dieser Fundstelle auftretenden Gesteine zeichnen sich durch eine unruhige Zusammensetzung, durch einen Wechsel von helleren und dunklen Partien aus. Manche Proben lassen in der hellgrünlichgrauen leukokraten Hauptmasse bis 6 mm grosse eckig begrenzte amphibolreiche dunkle Partien erkennen.

U. d. M. ist der lagen-, linsen- oder partieweise sich einstellende Wechsel in der Zusammensetzung sehr gut ausgesprochen. In den dunklen Partien herrscht *Hornblende*, in den hellen *Zoisit* vor. Das Gefüge ist dabei massig, nicht gestreckt, die mittlere Korngrösse 0.1—0.3 mm.

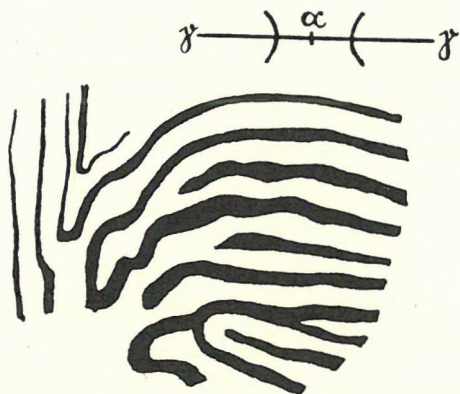


Fig. 3. Zoisit und Amphibol myrmekitisch verwachsen.

Die Hornblende ist hellgrün und lässt die Auslöschungsschiefe $\alpha\gamma = 15^\circ$ messen. Teilweise wird sie durch *Chlorit* ersetzt.

Der *Zoisit* bildet eher körnige Gruppen und ist häufig myrmekitisch verwachsen. Nebenstehende Figur bietet uns ein Bild dieser Verwachsung. Die myrmekitischen Stengel löschen in Schnitten senkrecht zur Achsenebene des Wirtes gleichfalls gerade aus, in anders orientierten Schnitten kann eine Auslöschungsdifferenz bis 26° gemessen werden. In den Myrmekitstengeln vermute ich ein Hornblendemineral. Von den sonstigen spärlichen Gemengteilen sind zu erwähnen: *Pistazit*, *Chlorit*, *Kalzit*, *Titanit*, meist mit *Strahlsteinnädelchen* erfüllter *Albit* und ganz vereinzelt von *Zoisitbesen* erfüllter *Albit*. Die Adern sind

mit *Albit* erfüllt. Das Gestein schliesst sich daher dem Gabbroamphibolit enge an und man könnte darin eine primäre Eruptivbrekzie vermuten.

II. Der südliche Grünschieferzug.

W-lich vom Radzim, und zwar sowohl an seiner Nordwest-, als auch auf seiner Südwestlehne konnte der Verfasser gleichfalls das Auftreten von Grünsteinen feststellen.

a) *Nordwestlehne*. An der östlichen Lehne des oberen Teiles des vom Siroko Polo-Sattel nach N abfliessenden Wasserrisses findet sich reichlicher Schutt von Grünstein, der dann in einer Felsengruppe unterhalb des Radzim auch anstehend anzutreffen ist. Das Gestein des Aufschlusses kann als ein felspatreicherer *Spilitporphyr* bezeichnet werden.

Aus einer Grundmasse von 0.04—0.2 mm langen *Plagioklas*leisten heben sich bis 1—2 mm Länge erreichende *Plagioklas* hervor. Der *Plagioklas* ist teils verglimmert, teils in mit *Pistazit* und *Kalzit* erfüllten *Albit* übergegangen. Die nach den Feldspat sich erübrigenden Zwischenräume werden hauptsächlich von *Chlorit*, ferner von *Kalzit*, *Pistazit* und *Serizit* erfüllt. *Titaneisen* bildet 0.1—0.2 mm lange Leisten.

In den nicht anstehend aufgesammelten Proben sind die Einsprenglinge von geringerer Grösse, die Gesteine noch mehr zersetzt. Eine besondere Erwähnung verdient nur ein gleichfalls deutlich porphyrisches, stark zersetztes Gestein, dessen 0.8—1 mm Korngrösse besitzenden *Kalzit*thomboeder bereits mit freiem Auge auffallen. Die reichlich vorhandenen *Kalzite* sind meist idioblastisch begrenzt, randständig und auf Sprüngen mit *Limonit* infiltriert. Mitunter sitzen sie im *Plagioklas*, haben sich daher auf seine Kosten gebildet.

b) *Südwestlehne*. SW-lich vom Radzim, unterhalb der Triaswand habe ich hornblendereiche

Grünschiefer aufsammeln können, deren *Hornblende* sich durch einen bläulichgrauen Farbenton auszeichnet.¹¹ In *pistazitischen* Adern und Linsen tritt auch *Pyrit* auf.

U. d. M. ist dies ein feinkörniges, parallelstruiertes Gestein. Das Hauptgemengteil ist eine *Crossit*-ähnliche Hornblende, ferner finden sich noch feinversprengte Gruppen von *Titanit*, *Epidot*, *Zoisit*, Schuppen von *Chlorit* und einem farblosen *Glimmer*, spärlich *Albit* und Täfelchen von *Hämatit*. Als Aderausfüllung treten *Albit*, *Hämatit* und *Pistazit* auf.

Die *Crossit*-artige Hornblende ist besser nur in bis 1 mm breiten Adern, oder in elliptischen Räumen — wo sie schilfige Ausfüllungen bildet — zu studieren. Sie kennzeichnet sich durch niedere Interferenzfarben, einen kleinen Achsenwinkel, optisch negativen Charakter und normalsymmetrische Lage der Achsenebene. Ihr Pleochroismus ist folgender: γ = violettblau und α = hellgelblichgrün. Es liegt daher augenscheinlich dieselbe Hornblende vor, die seinerzeit von mir vom Südostende des Szepes-Gömörer Erzgebirges, bei Falucska als *Glaukophan*-artig beschrieben wurde (68, p. 435). Wie bekannt, hat MICHEL-LÉVY schon 1883 einen derartigen *Crossit*-ähnlichen *Glaukophan* von Versoix bei Genf beschrieben.¹² Wie dies G. MURGOCI,¹³ JOHNSEN,¹⁴ A. BROUWER¹⁵ u. a. m. dargetan haben, nehmen derartige Hornblenden mit kleinen Achsenwinkeln und normalsymmetrischer Lage der Achsenebene eine Zwischenstellung zwischen *Crossit* und *Glaukophan* ein, sind aber infolge der normalsymmetrischen Lage der Achsenebene besser als *Crossit*-artig zu bezeichnen. Die von mir seinerzeit für die Hornblende des Gesteins von Falucska ermittelten Daten stimmen, wie es aus folgender Zusammenstellung erhellt, am besten mit jenen von MICHEL LÉVY überein und stehen auch noch den von H. A. BROUWER beschriebenen nahe.

Fundstelle	Winkel	Optischer Charakter	2 E	2 V	Pleochroismus		
	$c \gamma$				γ	β	α
Falucska (ROZLOZNIK)	3'5—4'5°	—	56—60°	33—36°	Violett=blau	Himmel=blau	Lichtgelblichtgrün
Versoix (MICHEL LÉVY)	3°	—		35—40°			Schwach grünlichgelb bis fast farblos
Nied. Ostindien (BROUWER)	12—18°	—	80—100°		Violett=blau	Dunkelblau	

Die Heimat all dieser Hornblendevarietäten sind die metamorphen Gesteine. Auf Grund einer Analyse des Gesteins von Falucska habe ich seinerzeit auf einen theralitischen Chemismus des Aus-

¹¹ Dasselbe Gestein wurde auch von Herrn ŠUF aufgefunden.

¹² MICHEL LÉVY in BARROIS: Mém. sur les Schistes met. de l'île de Groix. An. Soc. Géol. du Nord, Lille, 1883, II, p. 30.

¹³ G. MURGOCI: Contribution to the classification of the amphiboles. Univ. of California publications, Berkeley, 1906, Vol. 4, p. 364.

¹⁴ JOHNSEN: Über den *Krokydolith* von Griqualand West. Zentralblatt f. Mineralogie etz.

¹⁵ H. A. BROUWER: Über normalsymmetrische Amphibole aus Niederländisch Ost-Indien. Zentralblatt f. Mineralogie u. s. w. 1914, p. 675.

ganggesteins gefolgt (1. c. p. 437). Allenfalls scheint dieses interessante Gestein am Südrande des Szepes-Gömörer Erzgebirges eine weitstreichende Verbreitung zu besitzen.

HUGO v. BOCKH konnte sein Auftreten in der Umgebung der Ortschaften Falucska, Barka und Kovácsvágás (12), V. ACKER östlich von Csetnek am Nordfusse des Pelsücer Nagyhegy feststellen (1. p. 193) und nun ist es auch von der Südwestlehne des Radzim bekannt. Es bildet ein karpatisches Gegenstück des Forellensteins von Gloggnitz.

Das Alter des Gesteins muss, da ich die Südlehne des Radzim nicht weiter untersuchen konnte, dahingestellt bleiben, mit der Bemerkung, dass es sich in der Art der Metamorphose von den übrigen Gliedern der Grünschieferserie nicht unterscheidet. Auch kann erwähnt werden, dass andere auf derselben Fundstelle aufgesammelte Probestücke sich als feinkörnige *albitisierte Diabase* erwiesen haben. Sie besitzen eine divergent-strahlige Struktur und setzen sich in der Hauptsache aus 0.3 — 1.0 mm Länge erreichenden *Plagioklasleisten* zusammen. Der Plagioklas ist — wie es seine Auslöschungsschiefe von -12° in $\perp \alpha$ orientierten Schliffen beweist — mit Erhaltung seiner Kristallstruktur in *Albit* übergegangen und birgt dabei nur spärliche *Chlorit*- und *Glimmerschüppchen*. Die spärlichen *Zwickelräume* werden von radialstrahlig gruppierten, lauchgrünen *Penninaggregaten*, *Leukoxen*- und *Limonit*-gruppen, *Titanit*körnern und vereinzelt wasserklaren, neugebildeten *Albit*individuen erfüllt, nur vereinzelt ist noch primäres *Titaneisen* anzutreffen. *Hämatit* tritt in Adern auf.

C) DIE VORBERKARBONISCHEN TIEFENGESTEINE.

Das Tiefengestein der Dobsinaer Kobalt-Nickelerzgänge war schon zu wiederholten Malen der Gegenstand eingehender petrographischen Untersuchungen (55, 50, 65, 90 u. s. w.) und wurde teils als *Gabbro* (q), teils als *Diorit* bezeichnet. J. WOLDŘICH hat die gabbro-amphibolitische Natur der nördlichen basischen Randzone auch chemisch einwandfrei nachgewiesen, er glaubte nun seine Befunde auf die ganze Intrusionsmasse verallgemeinern zu dürfen und hielt ihre Bezeichnung als *Gabbroamphibolit-Batholit* für angebracht (90, p. 27). Ich selbst habe es zwei Jahre später nachgewiesen, dass die Bezeichnung *Gabbroamphibolit* der nördlichen basischen Randzone zukommt, der südliche Anteil aber einem *quarzführenden Diorit* entspricht. Dieser petrographische Befund wurde durch eine Analyse vom Kollegen K. EMSZT erhärtet (68, p. 431). Auch habe ich auf Grund des Erbstollens, wo der *Gabbroamphibolit* bloss in 100 m Länge, der *Diorit* aber in 400 m Länge verquert wurde, gegen die Bezeichnung *Gabbrobatholith* Stellung genommen. J. WOLDŘICH hält in einem neueren Aufsatz trotzdem an seiner ursprünglichen Meinung fest, weist auf die wechselreiche mineralogische und chemische Beschaffenheit der *Gabbrointrusionen* hin und glaubt im Dobsinaer Serpentin — der seiner Auffassung nach mit dem *Gabbroamphibolit* in genetischer Verbindung steht — für seine Meinung eine weitere Stütze zu finden (92 p. 12).

Ich möchte ausdrücklich betonen, dass es nicht in meiner Absicht lag, die Bezeichnung *Gabbrobatholith* mit dem Ausdruck *Dioritbatholith* zu ersetzen und ich nur betonen wollte, dass den älteren Untersuchungen gemäss auch *Quarzdiorit* eine wichtige Rolle spielt. Für die Entscheidung dieser Frage könnte meines Erachtens nur die mittlere chemische Zusammensetzung der Intrusionsmasse den Ausschlag geben. Allerdings wird dieselbe auch von jener Vorstellung beeinflusst, die man sich bezüglich der

Entstehung der basischeren Gesteine, namentlich magmatische Differentiation, Assimilation u. s. w. — zurechtgelegt hat. Wir wollen von der Erörterung dieser Frage Abstand nehmen und nur die Ermittlung der mittleren Zusammensetzung der Diorit-Amphibolitmasse versuchen.

Die NIGGLI'schen Kennzahlen der vorhandenen Analysen sind in folgender Tabelle zusammengestellt:

Material	Fundort	Analytiker	NIGGLI'sche Kennzahlen								Literatur
			si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	
Quarzdiorit		Dr. K. EMSZT	208·0	34·2	39·1	12·8	13·9	0·24	0·46	0·33	68, p. 431
Amphibolit	Sattel W-lich vom Eberberg	Dr. K. EMSZT	112·0	27·5	25·7	29·7	7·1	0·09	0·4	0·83	68, p. 431
Amphibolit	Gugl	A. JILEK	99·0	19·5	47·8	28·4	4·3	0·41	0·52	0·6	90, p. 25
Arithmetisches Mittel von Quarz-diorit und Amphibolit			156·7	28·8	40·6	20·9	9·8	0·29	0·46	0·52	—

Die erste Analyse reiht sich in den quarzdioritischen Magmatypus NIGGLI's ein, wird dabei durch einem niederen Kalkgehalt und einen hohen Gehalt an *fm* gekennzeichnet. Der Amphibolit des Eber-Berges kann den *ossipit-gabbroiden*-, jener von der Gugl dem normalgabbroiden Magmatypus NIGGLI's einverleibt werden. In den Aufschlüssen der Erdoberfläche herrschen die amphibolführenden Gesteinstypen (Diorit + Gabbro), im Querschnitt des Erbstollens aber der Quarzdiorit vor. Nehmen wir ein arithmetisches Mittel des Mittels der beiden Amphibolitanalysen und der Quarzdioritanalyse, so gelangen wir zu einer etwa dem normaldioritischen Magmatypus NIGGLI's entsprechenden durchschnittlichen Zusammensetzung.¹⁶ Sollte sich aber die mittlere Zusammensetzung etwa durch Zurechnung des *Serpentins* in basischer Richtung verschieben, so würden wir wahrscheinlich zum *gabbrodioritischen* Magmatypus *Niggli's* gelangen, also noch innerhalb *Niggli's* dioritischen Magmatypen verbleiben. Zur endgültigen Entscheidung der Frage ist zweifellos ein reicheres Analysenmaterial nötig.

Wir wollen nun die Gesteinshaupttypen kurz kennzeichnen und uns dabei vorerst auf die Gesteine der zusammenhängenden Intrusionsmasse beschränken.

Einleitend sei bemerkt, dass man — wie dies bereits der Amphibolit-Charakter der basischen Gesteine vermuten lässt — keine normalen Erstarrungsgesteine erwarten darf. Sämtlichen Gesteinen hat ein etwa unter den *pt*-Verhältnissen der Mesozone wirkender Druck seinen Stempel aufgeprägt und — wie es zu sein pflegt — gelangte seine Einwirkung im Mineralbestand desto augenfälliger zum Ausdruck, je basischere Gesteine vorliegen. Nachträgliche dynamische Einflüsse haben die Gesteine in wechselndem Masse noch weiter verändert und stellenweise sind sie auch einer thermalen Metamorphose erlegen.

¹⁶ In derselben wäre nur ein etwas hoher *fm*-Gehalt und ein niederer Alkaligehalt zu vermerken.

a) Quarzdiorite.

Es sind dies feinkörnige Gesteine, die eine parallel-lentikuläre Textur zur Schau tragen. Die höckerig-unebenen Texturflächen werden von *Glimmerschuppen* bedeckt. Die leukokraten Gemengteile herrschen vor. Betrachten wir ein ziemlich frisches Gestein, wie ich es am Feldort des Jakobi-Bonifazius-Stollens eingesammelt habe.

Den vorherrschenden Gemengteil bildet ein *Oligoklas* mit den Auslöschungsschiefen $\perp \alpha = +9$, $\perp \gamma = 10^\circ$. Derselbe kennzeichnet sich durch das Fehlen eines zonalen Aufbaues und die häufige Abwesenheit von Zwillingbildungen. Als Einschlüsse sind im Feldspat *Quarz*, *Biotit* und *Muskovit* zu vermerken. Der Oligoklas ist noch überwiegend frisch, bei einer geringeren Anzahl der Individuen hat randlich oder zentral die hydrolytische Entmischung eingesetzt, wobei die Oligoklassubstanz unter Ausscheidung von farblosen Glimmerschüppchen in *Albit* überführt worden ist.

Der *Quarz* erfüllt als ein grobes, nicht undulös auslöschendes Mosaik die sich nach Oligoklas erürbrigenden Räume.

Unter den Glimmern herrscht der *Biotit* vor; seine Schuppen ordnen sich in wellenförmigen Zügen an, wobei die einzelnen Schüppchen sich scheiterhaufenförmig, ohne durchgreifende Parallelität aggregieren. Die einzelnen Schuppen weisen xenomorphe Konturen auf, die auch vom Quarz beeinflusst werden, andererseits ragen sie in die Randpartien des Oligoklases hin und wieder parallel mit der Zwillinglamellierung herein. Als Einschluss im Biotit findet sich *Orthit*. Der Biotit ist manchmal unter *Rutilausscheidung* in *Chlorit* übergegangen.

Die Biotitfasern umschliessen auch einige *Granatkörner*. Der Granat birgt Einschlüsse von Biotit und ist randlich und entlang des Sprungssystems chloritisiert. Vereinzelt gedrungene *Apatitsäulen* vervollständigen die Mineralassoziation.

Entlang einiger Quetschungszonen stellen sich *Serizit*, *Kalzit* und *Schachbrettalbit* ein, der Biotit ist gebleicht.

Die mesozonale Metamorphose wird daher ausser der Paralleltextur auch durch mineralogische Kennzeichen, wie: geringe Basizität des Plagioklases, Abwesenheit von Zonalstrukturen, Alleinherrschaft der Glimmer, gelegentliches Auftreten von Granat und Abwesenheit von Eisenerzen deutlich unterstrichen.

Als Resultate der epizonalen Dislokationsmetamorphose müssen die Ausbildung der Quetschzonen, kataklastische Beeinflussungen überhaupt und die hydrolytische Entmischung der Plagioklase gelten. Letztere ist freilich von den durch thermale Zersetzung bewirkten Verglimmerungen nicht immer auseinanderzuhalten. Desto auffallender ist sie in Gesteinen mit noch völlig frischen femischen Gemengteilen, wie z. B. in einer im unteren Abschnitt des Klein-Wolfseifen-Tales gesammelten Quarzdioritprobe. Der Biotit und die vereinzelt auftretende braune Hornblende sind völlig frisch, der Plagioklas teils verglimmert, teils wolkig getrübt, wie es für manche Plagioklase der Amphibolite kennzeichnend ist.

Die thermale Beeinflussung ist je nach dem Charakter der Erzlagerstätte eine verschiedene. Im Falle einer Imprägnation mit *Eisen*- und *Kupferkies*, wie in einer unterhalb der Fünf Buchen gesammelten Probe, ist der Plagioklas nahezu vollständig verglimmert, der Biotit in Chlorit übergegangen. Die Sulphide folgen mitunter den Konturen der Plagioklase.

In der Nähe der *Siderit*lagerstätten hat auch eine *Karbonatisierung* der Quarzdiorite stattgehabt.

Im Liegenddiorit des Oberen Biengartens ist der Plagioklas nahezu gänzlich durch Karbonate verdrängt, kaum spiegelt hier und da ein Albituntergrund durch. *Chlorite* und ein farbloser *Glimmer* treten in Schuppen und Nestern auf, weitere Gemeingteile sind ausser dem *Quarz*: *Rutil* und *Sulphide*. Dass auch der Biotit teilweise der Karbonatisierung erlegen ist, bezeugen Pseudomorphosen, in denen noch Fetzen und Partien vom schwach pleochroitischen *Biotit* verblieben sind. Bei derartigen Gesteinen fällt der Dioritcharakter besser makroskopisch, als mikroskopisch in's Auge, da Textur und Struktur durch Pigment, Verteilung und Orientierung der Neuprodukte noch zum Ausdruck gelangen.

Eine ähnliche Zersetzung zeigt auch der Hangend-Quarzdiorit des Benedikti-Ganges im städtischen Erbstollen. Der *Plagioklas* ist teils verglimmert, teils durch Karbonate verdrängt, die farbigen Gemengteile sind verschwunden. Die Adern und Imprägnationen von *Karbonat*- und *Sulphid*-Erzen werden auch von bläulichgrauen *Turmalinnestern* begleitet.

Die gleiche thermale Metamorphose lässt ein in ähnlicher geologischer Position auftretendes, knapp vor dem Feldort des zwischen der Vereinigung der beiden Wolfseifen-Täler liegenden Augustin-Stollens eingesammeltes, stark gestrecktes Diorithandstück erkennen. Die thermale Beeinflussung gelangt gleichfalls in dem Auftreten von *Sulphiden*, reichlichem *Turmalin*, *Karbonat* und *Chlorit* zum Ausdruck.

Ein weiterer nennenswerter Dioritzug, der zum erstenmal von AHLBURG angeführt wird, findet sich im südlichen Liegenden des Georgi-Ganges. Derselbe kann ausser den natürlichen Aufschlüssen des Steinseifens und Teschner Grundes auch unterirdisch im städtischen Erbstollen, Georgi-Stollen und Ezechiel-Stollen untersucht werden. Die an diesen Fundorten eingesammelten Proben erwiesen sich durchwegs als *Quarzglimmerdiorit* mit einer porphyrtartigen Struktur und reichlichem *Quarz*. Ansonsten weist er dieselbe geflaserte oder oft recht stark laminierte Textur, hydrolytische Entmischung des Plagioklases und thermale Metamorphose auf, wie wir es im Vorangehenden beschrieben haben und wird auch von *Siderit*-, *Quarz*- und *Pyrit*adern durchsetzt. In einem im Teschner-Grund aufgesammelten Probestück hat sich auch ein schlierartiger *Amphiboliteinschluss* vorgefunden. In dem Dünnschliff eines anderen, im Liegenden des Georgi-Ganges eingesammelten Handstückes lässt eine einschlussartige Partie die Zusammensetzung des Nebengesteins des Georgi-Ganges erkennen (*Quarzit*, *Klinochlor* und *Sulphide*).

Schmale Streifen von Diorit sind auch an der Basis der nördlichen, über den BirkeIn-Berg streichenden Karbonschuppe zu beobachten. Da seinerzeit von diesen Fundorten keine Handstücke eingesammelt wurden, muss ihre mikroskopische Kennzeichnung unterbleiben.

Ein weiterer schmaler Dioritstreifen wurde bereits von F. W. VORT am SO-Hang des Hopfgarten-Berges verzeichnet. In dem O-lich vom Hopfgarten-Berg liegenden Sattel habe ich eine *Amphibol*-führende dunklere Varietät vorgefunden, die aber an der Erdoberfläche derartig zerklüftet ist, dass kein Handstück eingesammelt werden konnte.

In dem vom Hopfgarten-Berg SO-lich abfliessenden, rechtseitigen Nebenzweig des Hopfgarten-Grabens wurde zwischen 900—850 m Höhe ein stark geflasierter laminierter *Quarzglimmerdiorit* mit wellig verlaufenden Schieferungsflächen vorgefunden. Das Gestein ist ziemlich reich an *Biotit*, dessen wirrschuppige Aggregate sich in Flasern gruppieren; quer dazu stellt sich hier und da auch *Muskovit* ein. Der Biotit ist des öfteren in *Chlorit* übergegangen. Der *Quarz* weist eine stärkere Kataklyse auf, sonst entspricht das Gestein dem normalen Dobsinaer Quarzdiorit.

F. W. VOIT hat ungefähr an dieser Stelle auf seiner Karte *Hornblendegranit* eingetragen, mir selbst gelang es in einem linkseitigen Wasserriss des erwähnten Grabens nur *Biotitgranit* aufzufinden, der im folgenden Abschnitt beschrieben werden soll. Dass schliesslich der *Diorit* in seiner Dobsinaer Tracht auch im Quellgebiet des Sajó im Liegenden des Oberkarbons auftritt, wurde bereits erwähnt. Es ist dies ein quarzführender *Glimmerdiorit* mit 1—2·5 mm grossen *Plagioklasen*. Auch hier ist der *Plagioklas* völlig hydrolytisch entmischt, die scheiterhaufenförmig sich aggregierenden, teilweise chloritisierten *Biotitschuppen* durchflechten förmlich das Gestein, selten sind auch *Muskovitschuppen*, oder vereinzelt chloritisierte *Granatkörner* anzutreffen.

b) *Biotitgranit*.

Wie es im vorangehenden Abschnitt erwähnt wurde, gelang es dem Verfasser in dem ersten linkseitigen Wasserriss des vom Hopfgarten-Berg SO-lich abfliessenden rechtseitigen Nebenzweiges des Hopfgarten-Grabens zwei grosse *Granit*blöcke aufzufinden. Da ihr Anstehendes nicht eruiert werden konnte, wurden sie an ihrer Fundstelle auf meiner Karte eingetragen.

Die eingesammelte Gesteinsprobe kennzeichnet sich als ein leukokrates, feinkörniges Gestein, das nur vereinzelte *Biotit*flasern erkennen lässt.

U. d. M. erweist sich das Gestein vorherrschend aus Feldspat zusammengesetzt, doch ist *Quarz* auch reichlich zugegen. Unter den Feldspaten ist der *Plagioklas* und der *Orthoklas* etwa in gleicher Menge vorhanden.

Die grösseren Individuen vom *Plagioklas* sind vorherrschend hydrolytisch entmischt, unter den Neubildungen herrschen farblose *Glimmerschüppchen* vor, doch sind untergeordnet auch *Zoisit*mineralien zu beobachten. Die kleineren *Plagioklas*individuen sind noch meist intakt und entsprechen nach ihren Auslöschungsschiefen von -10° , -14° in $\perp \alpha$ getroffenen Schnitten nahezu reinem *Albit*.

Der *Orthoklas* ist meist frisch und lässt mitunter eine feine, augenscheinlich mit Stauchungen zusammenhängende *Mikroclin*-Gitterung erkennen. Manche *Orthoklas*individuen werden von *Schachbrettalbit* verdrängt, an der Grenze gegen den *Plagioklas* zu hat auch hin und wieder eine Verdrängung durch ein *Albit*mosaik stattgefunden. Als Einschlüsse treten *Quarz* und *Biotit* auf.

Die *Quarzkörner* sind in ein grobkörniges Mosaik zerfallen. Der *Biotit* bildet keine gut begrenzten Individuen, sondern eher Flasern, die meist den Grenzen der Feldspate folgen. Um *Orthit*einschlüsse lässt er pleochroitische Höfe erkennen. Sein Hauptanteil ist in lauchgrünen *Pennin* umgewandelt, dem sich stellenweise *Pistazit* zugesellt, hin und wieder ist er in farblosen *Glimmer* übergegangen.

Als Begleitmineralien sind: *Zirkon*, *Titanit* und *Apatit* zu vermerken.

Das Gestein steht daher noch auf einem geringen Grad der rupturrellen Deformation und seine metamorphe Fazies steht etwa jener des Granits von Aranyida gleich.

c) *Quarzdioritaplit*.

Knapp vor dem Feldort des Jakobi-Stollens konnte ich einen schmalen *Aplit*lagergang beobachten. Die aplitische Substanz ist parallel der Schieferung des Quarzdiorits eingedrungen, eine Tatsache, die auf eine zeitliche Koinzidenz des Intrusionsvorganges mit dem die Schieferung des Tiefengesteins bewirkenden Seitendruck schliessen lässt.

Das leukokrate Gestein ist auch parallel struiert, die Paralleltextrur wird durch *Muskovit*faserzüge angedeutet.

U. d. M. setzt sich das Gestein hauptsächlich aus *Plagioklas*, reichlichem *Quarz*, aus *Orthoklas*, *Muskovit* und *Zoisit* zusammen.

Der *Plagioklas* ist noch teilweise intakt, oft aber unter Ausscheidung von *Zoisit*besen und eines hellen Glimmers entmischt. Gegen den *Orthoklas* zu wird er von *Myrmekit*warzen umsäumt, mitunter ist der *Orthoklas*-Untergrund ganz der Verdrängung durch *Myrmekit* erlegen.

Vom *Orthoklas* finden sich mehrere grössere Körner vor, die eine mit Rupturen zusammenhängende *Mikroklingitterung* aufweisen. Einschlüsse darin bilden *Plagioklas* und *Quarz*, stellenweise wird er von *Myrmekit* und *Muskovit* verdrängt.

Die Paralleltextrur wird durch linsenförmige Anhäufungen von *Muskovitschuppen* und *Zoisit*säulchen angedeutet. Die grösseren *Muskovitschuppen* sind skelettartig ausgebildet, die eckigen Maschen des Skeletts werden durch *Quarz* ausgefüllt. Die spätere Entstehung des *Muskovits* tut sich auch dadurch kund, dass er mit unregelmässigen Konturen in die *Feldspate* hineinwächst. Die gedrungenen Säulen des *Zoisits* weisen eine ähnliche Siebstruktur auf, die schlanken Säulchen gruppieren sich zu stengeligen Aggregaten.

Zwischen dem mittelkörnigen Gemenge findet sich noch ein feinerkörniges Gemenge von *Quarz*, *Plagioklas*, *Orthoklas*, *Myrmekit* und *Muskovit*.

d) *Amphibolit*.

Die gewöhnlich auftretende Varietät ist der gemeine *Feldspatamphibolit*, mit einer Korngrösse von 0.1—1.5 mm. Infolge des allgemeinen Vorherrschens der *Hornblende* besitzen die Gesteinsproben einen dunklen Farbenton. Manche Varietäten, wie ein auf dem alten Strazenaer Fahrweg am Nordrand der Intrusionsmasse aufgesammeltes Handstück, gewinnen durch das Einschalten von 2—3 mm dicken leukokraten Lagen eine gebänderte Tracht. In anderen Fällen, wie in dem im Gr. Wolfseifen-Tale, gleichfalls am Nordrand der Intrusionsmasse eingesammelten Handstück, finden sich leukokrate Schlieren von elliptischer Gestalt. U. d. M. zeigt sich die Struktur der typischen *Amphibolite*. Die vorherrschende, in grünem bis bräunlich grünem Farbenton pleochroitische *Hornblende* lässt die Auslöschungsschiefe von 12—16° messen; örtlich ist sie gebleicht, seltener auch *chloritisch*. Der *Plagioklas* ist in den mir vorliegenden Dünnschliffen bereits einer Umwandlung zum Opfer gefallen; die mit der *Hornblende* benachbarten Partien sind durch Körner von *Zoisit* und *Zoisit*-*Myrmekit* ersetzt, das Innere aber wolkig getrübt.

Was den *Zoisit*-*Myrmekit* anbelangt, so wird der *Zoisit*, wie bei dem typischen *Feldspat*-*Myrmekit*, gleichmässig von sich verzweigenden, feinen Stengeln durchdrungen; die Substanz der Stengel besitzt eine geringere Lichtbrechung, als der *Zoisit*, infolge ihrer Feinheit konnte aber ihre Natur nicht festgestellt werden. Was die wolkige Trübung anbelangt, so wird der *Plagioklas* durch ein kryptokristallines Aggregat von hoher Lichtbrechung ersetzt, infolgedessen wird das Licht zerstreut und die Bildungen erscheinen bei den gewöhnlichen Vergrösserungen trübe. Zwischen gekreuzten Nikols verhalten sie sich optisch anisotrop; es kann möglicherweise feinaggregierter *Zoisit* vorliegen, von einer sicheren Bestimmung kann aber nicht die Rede sein. Allenfalls ist diese wolkige Trübung unter den Gesteinen der Umgebung von Dobsina nur auf die *Plagioklase* der *Amphibolite* und mancher *Diorite* beschränkt.

Untergeordnet treten wasserklarer xenomorpher *Albit*, gedrungene Säulchen von *Apatit*, hin und wieder Körnchen von *Pyrit* auf. Nesterförmige Anhäufungen von *Zoisit*, *Strahlstein* sind auch gelegentlich zu beobachten, im Gestein des Gr. Wolfseifen-Tales sind Nester und linsenförmige Räume von *Quarz* erfüllt.

Die leukokraten Lagen und Schlieren kennzeichnen sich durch das Vorherrschen der erwähnten Umwandlungsprodukte des Plagioklases, die noch durch *Epidotstengel* ergänzt werden; von der Hornblende sind nur spärliche und kleinere Stengel vorhanden, mitunter sind auch *Biotitschuppen* zu beobachten.

Die Amphibolite kennzeichnet die nahezu völlige Abwesenheit von *Eisenerz*. Das Gestein aus dem Gr. Wolfseifen-Tal ist hingegen imprägniert von unregelmässig abgerundet begrenztem *Hämatit*, der sowohl die dunklen, als auch die leukokraten Partien durchdringt.

e) *Diopsid-Amphibolit*.

Ein Handstück dieser Varietät gelang es mir am Jerusalem-Berg im Liegenden des Karbons aufzusammeln.

Den vorherrschenden femischen Gemengteil bildet ein über 3 mm Länge erreichender, im Dünnschliff farbloser *Diopsid*, der diablastisch von wolkig getrübttem *Plagioklas* durchwachsen wird und etwa das Bild eines wurmstichigen Holzes darbietet. Untergeordnet treten auch homoaxe Verwachsungen mit *Hornblende* auf, die Ränder der Individuen sind randständig auch *uralitisiert*, wobei die *Üralitnadelchen* in den benachbarten *Plagioklas* übergreifen. Die braune Hornblende spielt im Vergleich zum *Diopsid* eine mehr untergeordnete Rolle.

Der *Plagioklas* sammelt sich in der Regel in elliptischen Räumen an, die teilweise eine zentrische Struktur aufweisen. Die Kernpartie wird von bis 1.5 mm grossen *Granatkörnern* oder Korngruppen gebildet, die dann von einem Kranz wolkig getrübtten *Plagioklases* umgeben werden. Der *Granat* ist mitunter mit *Eisenerz* und Hornblende verwachsen. Die granatfreien *Plagioklasaggregate* sind mit kleineren Individuen von Hornblende, oder *chloritisiertem Biotit* untermischt. Das ganze Gestein ist ferner von *Eisen-* und *Kupferkies* imprägniert, daneben ist auch leukoxenisch verwitterndes *Titaneisen* zugegen.

Gleich den übrigen Tiefengesteinen geben sich auch die Amphibolite als metamorphe Gesteine vom mesozonalen Habitus kund. Im Laufe der späteren tektonischen Ereignisse aber haben sie noch weitere Metamorphose erlitten. Namentlich möchte ich auch die Entmischung der *Plagioklase* als die Folge einer späteren epizonalen Metamorphose betrachten.

f) *Serpentin*.

Der nördlich von Dobsina, in der Umgebung des Kälbel-Berges von alther bekannte *Serpentinstock* hat in der neueren Zeit ein besonderes praktisches Interesse gewonnen, indem seine reichlichen *Asbestadern* eine Verarbeitung des Gesteins erlauben. Mit der mineralogischen Zusammensetzung des Gesteins und der Asbestgewinnung hat sich Gy. RAKUSZ eingehender befasst (56—58). Es soll daher hier nur das Alter des *Serpentins* erwogen werden. Der *Serpentin* tritt in der dem Devon zugeteilten kalkigsedimentären Gruppe auf, insbesondere kann die den Gipfel des Kälbel-Berges bildende, von Vort mit Unrecht dem Karbon zugezählte *Kalk-Serizitschieferdeckscholle* erwähnt werden. Der *Serpentinstock* scheint als ein Element der südeinflenden metamorphen Schichtenfolge auch in dieser Richtung aus-

gepresst worden zu sein. Er ist stark ausgewalzt, weist oft eine parallele Textur auf, die hin und wieder auch durch die parallele Anordnung des bekannten grünen *Granats* (*Allochroit*) unterstrichen wird. Die ziemlich starke Metamorphose des Gesteins könnte für die Deutung desselben als basisches Differentiationsprodukt des *Diorit-Amphibolitstockes* sprechen. Andererseits aber durchsetzt ein Serpentin-gang, wie dies V. ILLÉS nachgewiesen hat, in den Anfangszweigen des Schlosser-Hannes-Grundes, im sogenannten Dankes-Gründel die Trias. Da aber den sicher triassischen Serpentin der Granatgehalt abgeht, führe ich den Serpentin mit Vorbehalt unter den voroberkarbonischen Gesteinen an.

g) *Die Frage des Intrusionsverbandes der voroberkarbonischen Tiefengesteine.*

Seit ZEUSCHNER (98) haben sich verschiedene Verfasser für die Zusammengehörigkeit des Diorit-Amphibolitstockes mit den Grünschiefern ausgesprochen. Die Fassung des Gabbros seitens ZEUSCHNER'S war allerdings eine übertriebene, indem er demselben auch verschiedene Sedimentgesteine (Konglomerate, Phyllite, u. s. w.) einbezog. T. POSEWITZ (55, p. 79) und VOIT (87, p. 714) haben dann auf Grund mikroskopischer Untersuchungen die Grünschiefer als die dislokationsmetamorphe Fazies des „Diorits“ erklärt und dieser Ansicht hat sich neuestens auch R. KETTNER angeschlossen (40, p. 29). KETTNER glaubt sowohl an einem neuen, von ihm entdeckten Gabbrovorkommen bei Merény (Vondrisel), als auch bei jenem von Dobsina Übergänge von Diabas in Gabbro feststellen zu können, hält daher die Chloritschiefer für eine dislokationsmetamorphe, den Gabbro aber für eine magmatische Fazies des Diabasmagmas. Laut KETTNER bilden die Diabase mächtige Lakkolithmassen und er vermeint in der hangenden Phyllitschieferhülle die Spuren einer Kontaktmetamorphose auffinden zu können.

Andere Autoren, namentlich v. ANDRIAN und v. Hauer (32) haben den intrusiven Charakter der Gabbro-Dioritmasse gegenüber den Grünschiefern betont und dieselbe Ansicht hat auch J. WOLDŘICH in seiner älteren Arbeit vertreten. Die Selbständigkeit und das höhere Alter der sog. Grünschiefer erhellt aus den Apophysen, welche der Gabbro in sie entsendet, sowie aus ihrer vom Gabbro unabhängigen Tektonik, meinte WOLDŘICH (90, p. 20 u. 28).

J. AHLBURG hingegen betrachtete den Diorit als das Grundgebirge der übrigen Dobsinaer Gesteine, da letztere nirgends Kontaktwirkungen oder Dioritintrusionen aufweisen. Auf dem Diorit lässt AHLBURG vorerst Serizitphyllite (Porphyroide) und dann erst Grünschiefer mit Kalksteineinlagerungen folgen (2, p. 386—387). Neuestens hat WOLDŘICH seine Meinung, offenbar auf Einfluss der Arbeit AHLBURG'S, dahin abgeändert, dass er die Gabbrointrusion für älter, als seine devonischen Schichten (augenscheinlich werden die Grünschiefer gemeint) erklärt, über welche sie stellenweise überschoben wurden (92, p. 13).

Verfasser hat sich im Jahre 1913 für die ältere Ansicht von WOLDŘICH und seinen Vorgängern entschieden (68, p. 438) und möchte auch gegenwärtig an dieser Ansicht festhalten. Bei der Diskussion der Frage kommen die folgenden Gesichtspunkte in Betracht.

Vor allem ist es einleuchtend, dass — da wir es mit einer metamorphen Fazies des Intrusionsgesteines zu tun haben — auch keine normalen Kontakthöfe zu erwarten sind. Auch ist ja nicht jede gabbro-dioritische Intrusion von Kontakthöfen grösseren Massstabes begleitet; das Ausmass der Kontaktwirkungen wird in erster Linie vom Gehalt an Agents-Mineralisateurs des Magmas und von der Krustentiefe, in der die Intrusion stattfindet, vorgeschrieben und schliesslich spielt auch die lithologische

Beschaffenheit der Intrusionshülle eine wichtige Rolle. Um sich eines näherliegenden Beispiels des Szepes-Gömörer Erzgebirges zu bedienen, gelangt die Kontaktwirkung der Granitintrusionen in der Umgebung von Aranyida an den Phylliten nur in einem reichlicheren Gehalt an *Biotit* und *Turmalin*, sowie gelegentlichen *Granatkörnchen* zum Ausdruck (67, p. 292), Charaktere, die sich makroskopisch nur in einem dunkleren Farbenton und einer massigeren Textur bemerkbar machen.

Beim grossen Diorit-Amphibolitstock wird die Entscheidung des primären Intrusionsverbandes durch den Umstand vereitelt, dass die uns an der Erdoberfläche und auch unterirdisch zugänglichen, sowohl nördlichen wie auch südlichen Kontakte, wie darüber im späteren die Rede sein wird, nachweisbar Überschiebungsflächen sind (vergl. auch das Profil E—F der Profiltafel). Wie es ferner bei der Behandlung des Karbons dargestellt werden soll, müssen wir auf Grund der Unterschiede, die sich zwischen den dem Diorit-Amphibolitstock auflagernden und den ausserhalb desselben auftretenden Karbonprofilen bemerkbar machen, darauf schliessen, dass entlang dieser Überschiebungen Verfrachtungen bedeutenderen Massstabes stattgefunden haben.

Halten wir nun ausserhalb der Diorit-Amphibolitschuppe Umschau, so könnte man einen primären Kontakt am ehesten am Südsaum des im Liegenden des Georgi-Ganges auftretenden Dioritganges erwarten. Tatsächlich wird aber der Diorit im Georgi-Stollen durch eine steilstehende Kluft abgegrenzt. Immerhin weicht das am Südsaum des Diorits auftretende Nebengestein von den normalen Grünsteinen und Grünsteinschiefern insofern ab, als hier die im vorgehenden gekennzeichneten, schieferigen, geflaserten Amphibolite anzutreffen sind. Im ersten Augenblick könnte man geneigt sein, in diesen geflaserten Amphiboliten ein Gegenstück des Gabbroamphibolits zu erblicken. Bei näherer Untersuchung aber weichen diese schieferigen Amphibolite in ihrem mikroskopischen Bild von jenem der Gabbroamphibolite ab, sind mit dem Quarzdiorit durch keine Übergänge verbunden und stehen vielmehr durch Vermittlung der beschriebenen Epidot-Zoisit-Strahlsteinschiefer mit der Grünschiefergruppe im engen Zusammenhang. Man kann daher diese schieferigen Amphibolite als eine metamorphe Kontaktfazies des Diorits betrachten, wobei man auch die Schutzwirkung, die der nicht gefaltete Diorit den faltenden Kräften gegenüber geboten hat, nicht vergessen darf. Nach N zu folgt auf dem Diorit unmittelbar die mit Serizitschiefer wechsellagernde Quarzit-Karbonatgruppe, sie wird aber dicht von nach N einfallenden Verwerfungen durchdrungen. Was von der Verkieselung und Marmorisierung dieser Gruppe auf die Rechnung der Kontaktmetamorphose, der Regionalmetamorphose und teilweise auch der thermalen Metamorphose zu schreiben ist, kann nicht entschieden werden, immerhin scheinen auch die beschriebenen monomineralischen Neubildungen für Kontaktbildungen zu sprechen.

Weitere Anhaltspunkte zur Entscheidung der Frage bietet uns die Endpartie des Erbstollens. Im städtischen Erbstollen wird die Karbonatgesteinsgruppe im 1841. Meter nach einer nordeinfallenden Kluft vom Amphibolit abgelöst. Derselbe hält bis zum Feldort an, seine Kontinuität wird aber durch mehrere Karbonatgesteinsbänke (so z. B. in 1848, 1868 m u. s. w.) unterbrochen. Die näher zum Feldort beobachtbaren Verhältnisse wurden in Figur 4. dargestellt und dieselben weisen darauf hin, dass der Amphibolit intrudierend zwischen die Karbonatgesteinsbänke eingedrungen ist. Was das mikroskopische Bild dieser Amphibolite anbelangt, so weicht dasselbe von jenem des Gabbroamphibolits nur in seiner geringeren Korngrösse (durchschnittlich 0.2—0.4 mm) ab.

Die vorherrschenden dunkelbraunen *Hornblendestengel* mit einer Auslöschungsschiefe $\alpha\gamma = 11-14^\circ$

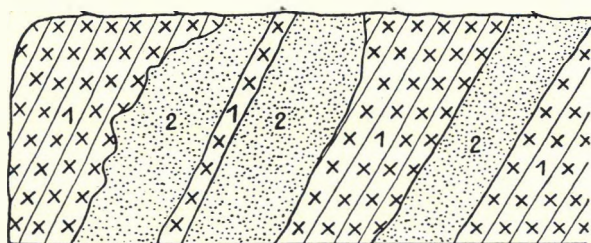


Fig. 4. Profil des Endabschnittes vom Dobsinaer Erbstollen
1 = feinkörniger Gabbroamphibolit, 2 = körniger Kalk.

bilden in diesem Amphibolit ein gestrecktes, schwammartiges Gerüst, dessen Maschen der *Plagioklas* ausfüllt. Letzterer ist in einzelnen Lagen noch intakt und dürfte nach der Auslöschungsschiefe von $+13^\circ$ in einem nahezu $\perp \alpha$ getroffenen Schriff der Zusammensetzung $An_{29} Ab_{71}$ entsprechen, sonst ist er in der üblichen Weise verändert. Als Aderausfüllungen treten *Hämatit*, *Albit* und *Kalzit* auf. Leider ist diese interessante Schichtenfolge nur auf eine Länge von 40 Metern aufgeschlossen.

Durch die eben geschilderten Beobachtungen wird allenfalls der zweifellose Nachweis geliefert, dass die Gruppe der Karbonatgesteine derselben Regionalmetamorphose, wie der Gabbroamphibolit unterworfen war. Und dadurch sind sämtliche nördliche, Grünsteine und Grünschiefer führende Schuppen als zu einer geologischen Einheit gehörig zu erkennen.

Schliesslich haben wir auch solche aus Diabasen hervorgegangene Grünsteine kennen gelernt, in denen als Neubildungen idioblastische *Magnetitoktaeder* und *Biotitflaser* zu beobachten sind. Die Bildung dieser Mineralien ist zweifelsohne nach der Schieferungsphase der Diabasserie erfolgt und weist darauf hin, dass nach der Dislokationsmetamorphose noch eine bei Nachlassen des Stresses durch höhere Temperatur gekennzeichnete Kristallisationsphase gefolgt ist und diese Verhältnisse können eben durch die Intrusion des gabbrodioritischen Magmas hervorgerufen worden sein. Ist dies so, dann können wir die Intrusion des gabbrodioritischen Magmas mit den granitischen Intrusionen von Aranyida und Sulowa in Parallele setzen. Bei dieser Vorstellung wird die Extrusion der Diabase und Quarzporphyre von der Intrusion der Tiefengesteine zeitlich geschieden. Was das jüngere Alter der Granite, wie z. B. jener der Umgebung von Aranyida anbelangt, so kann darüber wohl kaum ein Zweifel aufkommen. Es ist übrigens erwähnenswert, dass in einem N-lich von Aranyida, etwa in der Grenzregion gegen die Grünschieferzone auftretenden, gefalteten Quarzporphyrit die gefalteten Schieferungsflächen von Biotit und Magnetit verkleidet werden, welche Mineralien sich in Synklinal- und Antiklinalpartien anhäufen (67, p. 283). Man könnte dabei auch an eine Kontaktwirkung des Granits denken.

Auch die Quarzdiorite von Dobsina können weder mit Diabasen, noch mit den Grünschiefern und Grünsteinen in irgendeine Verbindung gebracht werden. Gewisse Schwierigkeiten können nur bei den Amphiboliten bestehen. Man muss aber bedenken, dass die metamorphe Fazies feinkörniger gabbroider Gesteine und jene normaler oder kontaktmetamorpher Diabase sich gegebenenfalls sehr nahe stehen und dadurch tatsächlich nicht vorhandene Übergänge vortäuschen können. Es ist ferner offenkundig, dass Grünschiefer auch durch Diaphtorese von Gabbroamphiboliten entstehen können. Tatsächlich konnten aber auf Grund der innerhalb der Grünsteine und Grünschiefer auffindbaren Reliktsstrukturen nur Spilitdiabase als Ausgangsgesteine nachgewiesen werden, andererseits ist innerhalb der Gabbroamphibolite keine Grünschieferung aufzufinden.

Fügen wir die spärlichen Einzelbeobachtungen zusammen, so können wir unter Berücksichtigung der Betrachtungen, die bei der Beschreibung des jüngeren Paläozoikums folgen werden, über den Werdegang des vormittelkarbonen Gebirges zu folgender Vorstellung gelangen:

Eine aus altpaläozoischen und älteren? Tonschiefern, Dolomiten, Kalken und Effusivgesteinen zusammengesetzte Schichtenfolge wurde von der sudetischen (?) orogenischen Phase zu einem Faltengebirge aufgetürmt und hat dabei eine epizonale Metamorphose erfahren. Diese Orogenese war in einer späteren Phase mit der Intrusion von Tiefengesteinen verbunden, wobei — wie es die parallelen Texturen der Diorit-Amphibolitgerölle des Karbons bezeugen — der Faltungsakt die Intrusion der Tiefengesteine überdauert hat und sowohl den Intrusionsgesteinen, als auch ihren Kontakten den Stempel der Stresswirkungen aufgedrückt hat. Wie es zu sein pflegt, gelangen die Stresswirkungen bei den basischen Gliedern auffälliger, als bei den Graniten zur Geltung.

Das aufgetürmte Gebirge war aber noch in vormittelkarbonen Zeiten einer Abtragung unterworfen, der Oberbau ist dieser Abtragung teilweise zum Opfer gefallen, demnach das oberkarbone Meer bereits auf die blossgelegten Tiefengesteine transgredieren konnte. Die weitere Verbreitung von — den oberkarbonen Dobsinaer Transgressionskonglomeraten analogen — Amphibolit- und Granitgerölle führenden Konglomeraten am Nordsaume des Szepes-Gömörer Erzgebirges weist darauf hin, dass man den metamorphen Tiefengesteinen eine bedeutendere regionale Verbreitung zuschreiben muss, als man es nach den gegenwärtigen Aufschlüssen der Erdoberfläche vermuten möchte und zwar muss weiter östlich Amphibolit eine vorherrschende Rolle gespielt haben.

Die späteren gebirgsbildenden Vorgänge haben das vormittelkarbone Gebirge weiter umgeformt. Die intensive Druckschieferung gewisser Karbonschichten und auch der übrigen vortriassischen Schichten bezeugt die Neubelebung der faltenden Kräfte und schliesslich hat das Gebirge durch die mittelmittelkretazeische und laramische Phase der Gebirgsbildung die Hauptzüge seines gegenwärtigen Aufbaues erworben. Im Laufe der neueren Gebirgsbildungen kamen die Gesteinsserien unseres Gebirges in keine grösseren Krustentiefen zu liegen und die alpinen gebirgsbildenden Vorgänge haben sich hauptsächlich durch auf Überschiebungsflächen erfolgten Verfrachtungen grösseren Massstabes ausgewirkt. Durch diese Vorgänge wurde das vormittelkarbone Gebirge auf ein bedeutend geringer ausgedehntes Gebiet übereinandergeschoben, die Gesteinsserien aus ihrem ursprünglichen Verband gerissen und ursprünglich weiter voneinander liegende Gebirgsteile in unmittelbaren Kontakt gebracht. Andererseits aber sind durch diese Überschiebungstektonik beträchtliche Zonen des alten Gebirges verdeckt und unserer Sicht entzogen worden.

D) DAS OBERKARBON.

Das marine Oberkarbon bildet zweifellos die paläogeographisch interessanteste Schichtenfolge von Dobsina. An dieser Stelle wurde innerhalb des nördlichen Bogens der Karpaten das Auftreten des Karbons zuerst festgestellt und auch gegenwärtig, da wir das Oberkarbon auch von anderen Fundstellen kennen, kommt Dobsina, was Reichtum und Erhaltung der Fossilien und Mannigfaltigkeit der Schichtenfolge anbelangt, noch immer die erste Stelle zu.

Nun haben die oberkarbonen Schichten durch Gy. RAKUSZ eine eingehende Behandlung erfahren. In Anlehnung an seine Monographie möchte Verfasser das geologische Bild noch mit einer eingehenden Beschreibung der geologischen Verhältnisse ergänzen.

a) *Über die Fassung des Dobsinaer Oberkarbons.*

Die Fassung des Dobsinaer Karbons hat im Laufe der Zeit einen verschiedenen Umfang erfahren (vergl. 68, p. 424).

Der Entdecker der Karbons: A. KISS unterschied in seiner dem Karbon entsprechenden Grauwackenformation folgende Glieder (41, p. 14):

1. den Eisenerze und Petrefakten führenden Tonschiefer,
2. den dolomitischen Kalkstein mit Encriniten, Trilobiten und Steinkohlen,
3. die Grauwacke und ihren Sandstein.

Frh. v. ANDRIAN verzeichnet nach mehreren Änderungen auf seiner Karte als Karbon:

a) Schiefer und Sandstein und b) Kalk.

Die 3. Gruppe von KISS wurde von ANDRIAN anfänglich als Verrukano, schliesslich aber als »Quarzite im Tonschiefer«, also als dem Grundgebirge angehörend bezeichnet.

Das Karbon W. VOIT's deckt sich mit der Grauwackenformation von KISS,¹⁷ indem er, ohne dass sich das gegenseitige Altersverhältnis feststellen liesse, die drei Gruppen: Konglomerat, Kalkstein und Tonschiefer mit Sandstein unterscheidet (87, p. 703).

VOIT's Karbonkonglomerate wurden später von ILLES anlässlich der Kartierung des Quellgebietes des Dobsch-Tales samt den in sie übergehenden Sandsteinen und roten Schieferen — entsprechend der ersten Auffassung ANDRIAN's — in das Perm verwiesen. Für die Absonderung der fraglichen Schichtengruppe vom Karbon hat sich auch J. WOLDRICH mit aller Entschiedenheit erklärt, hält sie aber für den ältesten, und zwar altpaläozoischen (wahrscheinlich devonischen) Schichtenkomplex des Gebietes (90, p. 6). Von dem eigentlichen Karbon hatte WOLDRICH nur die Karbonscholle der Gugl untersucht und folgende Glieder erkannt.

1. Untere marine Gruppe (obere Abteilung des unteren Karbons).

- a) Schwarze bis bläuliche, glimmerreiche Schiefer mit Krinidenresten.
- b) Grauwackeartige Schiefer und dunkelgraue bis schwarze Kalksteine mit zahlreichen Krinoidenstielgliedern.

2. Obere Gruppe mit Landflora (Oberkarbon).

- a) Stellenweise grauacke- und konglomeratartige Sandsteine und schwarze, mitunter Quarzgerölle führende Schiefer,
- b) Konglomerate, welche nebst Quarzgeröllen bereits auch Bruchstücke der genannten schwarzen Schiefer enthalten (1. c., p. 29—30).

Ungefähr gleichzeitig mit WOLDRICH wurde durch J. AHLBURG auch die Klärung der Lagerungsverhältnisse des Karbons südlich der Gugl angebahnt, indem er in den Eisenerzgruben der Massörter und des Biengartens die nachfolgende Serie feststellen konnte (2, p. 379—381).

¹⁷ Wie bekannt, wurde die von KISS der Wiener Geol. Reichsanst. eingesandte Fauna von E. SUESS als Karbon bestimmt, wogegen KISS auf Grund einer ausserhalb des hier behandelten Gebietes gesammelten Fauna für ein obersilurisches Alter plädierte.

- Devon ? { a) *Grundkonglomerat* mit kalkigem Bindemittel, Dioritgerölle führend.
 b) *Korallen-Riffkalk*, vorwiegend in Ankerit und Siderit umgewandelt. Nahe der Unterlage nimmt der ankeritische Kalk allmählich eine deutliche Schichtung an und erweist sich als Krinoidenkalk.

Diskordanz !

- Karbon { c) In flachen, muldenartigen Einsenkungen des unterlagernden Ankeritstockes nahezu horizontal lagernde, kaum gestörte, dünne Tonschiefer mit Einlagerungen eines bald feldspatreicheren, grauackeähnlichen, bald wieder ziemlich reinen Quarzsandsteins; in den obersten Teilen der dunklen Tonschiefer sind schmale Linsen eines dichten schwarzen Kalkes eingelagert. Die Tonschiefer enthalten die von FRECH beschriebene Nötschtaler Fauna, in den Grauwacken hatten sich oberkarbonische Pflanzenreste vorgefunden, demnach es sich nach AHLBURG um Bildungen an der Grenze von Unter- und Oberkarbon handelt.

Ich selbst konnte, gestützt auf glückliche Versteinerungsfunde im Grundkonglomerat der Massörter und einer verkieselten Mergelschieferlage der Sideritlagerstätte des Oberen Biengartens feststellen, dass diese beiden, von AHLBURG mit Vorbehalt in das Devon eingereihten Schichtgruppen den versteinierungsführenden Schichten des Jerusalem-Berges mit der von E. SUESS bestimmten Fauna gleichzustellen seien. Bei der ersten, orientierenden Bestimmung ist es mir freilich vorderhand nicht eingefallen, das durch die Autorität von F. FRECH gestützte unterkarbone Alter der marinen Schichten zu bezweifeln.¹⁸ Gelegentlich der im Jahre 1914 erfolgten Aufnahme eines Profils des Tagbaues Michaeli mussten aber diesbezüglich gewisse Zweifel aufkommen. Es hatte sich nämlich erwiesen, dass die Pflanzenreste, deren oberkarbonisches Alter bereits von H. v. BOCKH, J. AHLBURG und WOLDŘICH betont wurde, grösstenteils demselben Niveau, wie die von F. FRECH bearbeitete Fauna entstammen. Einen vorläufigen Ausweg schien die erwähnte Meinung AHLBURG's zu bieten, laut welcher wir es hier mit einer an der Grenze von Unterem und Oberem Karbon abgelagerten Schichtenfolge zu tun hätten. Allenfalls dünkte mir, dass diese Frage noch eine eingehende Untersuchung verdiene (69, p. 419).

Nun ist auf Grund der mühsamen, gründlichen Untersuchungen von Gy. RAKUSZ das oberkarbone Alter der Dobsinaer Schichten, das übrigens bereits von K. v. PAPP und E. KAYSER vermutet wurde, als vollkommen sichergestellt zu betrachten und zwar sind sie genauer mit dem *Oberen Moscovium* (Westphalum C = Samarium) zu parallelisieren (61, p. 156).

Was aber die endgültige Abgrenzung und Fassung des Oberkarbons anbelangt, sind gewiss noch nicht alle Schwierigkeiten behoben. Allenfalls scheide ich mit ILLES, WOLDŘICH und Anderen die aschgrauen Konglomerate vom Karbon ab. Sie werden als Perm beschrieben werden.

Die sich auf dieser Weise erübrigenden, nahezu durchgehend durch Versteinerungsfunde gesicherten Karbonvorkommen können in drei, auch räumlich getrennte Typen eingeteilt werden.

1. Die auf dem Diorit-Amphibolitzug ruhenden Oberkarbonschollen. 2. Die südlich vom Diorit-Amphibolitzug auftretenden Oberkarbonzüge. 3. Der nördlich vom Diorit-Amphibolitzug auftretende Oberkarbonzug.

¹⁸ Es mag übrigens ordnungshalber erwähnt werden, dass der seinerzeit von mir angeführte *Spirifer bisulcatus* S. w. von Gy. RAKUSZ als *Sp. cameratus* MORT. (vergl. 61. Taf. III. Fig. 19) bestimmt wurde und dass das *Productus*-Bruchstück, dessen Skulptur mich an jene des *Pr. giganteus* erinnerte (67, p. 427), sich als *Meekella* cfr. *eximia* EICHWALD erwiesen hat (vergl. 61, p. 29.)

b) *Die auf dem Diorit—Amphibolitzug ruhenden Oberkarbonschollen.*

Wenn vom Dobsinaer Karbon die Rede ist, so werden darunter in der Regel die dem Diorit—Amphibolit aufgelagerten Karbonschollen gemeint. Sie sind es, die durch ihre Eisenerzführung auch eine praktische Bedeutung erlangt haben und sie zeichnen sich durch eine nennenswertere Versteinerungsführung aus.

1. Gliederung.

Trotzdem die messbare Mächtigkeit des dem Diorit—Amphibolitstock aufgelagerten Oberkarbons — so weit bekannt — die 70 m nicht überschreitet, bietet uns dasselbe eine ziemlich wechselvolle Schichtengruppe dar. Ein eingehendes schematisches Sammelprofil des Oberkarbons der Umgebung der Eisensteinbergbaue mit Verzeichnung der Versteinerungshorizonte ist auf S. 14 der Arbeit von GYULA RAKUSZ aufzufinden. Durch dieses Profil wird uns die wellenförmige Bodenunruhe des Untergrundes des Oberkarbonmeeres instruktiv vor die Augen geführt.

In dem kartographischen Bilde konnten aber nur drei Gruppen unterschieden werden und zwar:

1. Die liegende Schichtengruppe des Grundkonglomerates.
2. Die mittlere Schichtengruppe der Kalke und Tonmergelschiefer.
3. Die hangende Gruppe mit vorherrschenden Sandsteinen und Sandsteinkonglomeraten, untergeordnet auch Sandschiefer und Schiefer und nur an der Basis mit Kalksteinbänken.

Die faziologischen Beziehungen der einzelnen Schichten wurden von Gy. RAKUSZ eingehender behandelt (1. c., p. 127), es mögen daher an dieser Stelle nur noch petrographische Einzelheiten der liegenden Grundkonglomeratgruppe Platz finden.

Ihre grösste Mächtigkeit kann mit 8 m beziffert werden. Nach den Mitteilungen von Herrn Direktor KOPETSCHKE bildet das Grundkonglomerat im Unteren Bien-Garten keine konstante Schichte, sondern erfüllt eine sackartige Vertiefung des Liegenddiorits. Ich selbst habe das Ausbleiben des Konglomerats nirgends beobachten können, demnach ihm dennoch eine gewisse Konstanz zugeschrieben werden muss und sein eventuelles Fehlen des öfteren auf tektonische Ursachen zurückzuführen ist. An der Basis der Konglomeratgruppe herrschen die bis faustgrossen Gerölle vor, nach oben zu ist eine Wechsellagerung mit an Kalkzement reicheren Bänken zu beobachten. Herr Direktor KOPETSCHKE konnte bei den Aufschlussarbeiten des Unteren Bien-Gartens die dreimalige Wiederkehr einer gröberen Geröllführung feststellen.

Das Grundkonglomerat ist ein grobbankiges, im frischen Zustand äusserst zähes Gestein. Die Zähigkeit des Gesteines ist die Folge einer teilweise erfolgten Metasomatose. Das kalkige Zement ist umkristallisiert; in den Karbonatkörnern schwimmen stellenweise Serizitgruppen, Erzpartikelchen und kleine Quarzkörner. Feine Pyritimprägationen sind nicht selten, stellenweise treten auch Sideritadern auf. An den Wänden des Einganges in den Oberen Bien-Garten konnte ich in 1913 parallele Zwischenlagen des Grundkonglomerates beobachten, dessen reichliches Zement vollständig einer Verdrängung durch Siderit und Quarz erlegen ist. Die Metasomatose hat teilweise auch die Gerölle des Grundkonglomerates ergriffen.

Der überwiegende Hauptanteil der Gerölle erweist sich als *Diorit*, der bereits die kennzeichnende, öfters porphyrtartige Paralleltexur erkennen lässt. Das mikroskopische Bild der Gerölle entspricht voll-

ständig jenem des beschriebenen anstehenden Gesteines. Es soll daher nur betont werden, dass der Plagioklas die hydrolithische Entmischung und der Quarz dieselbe starke Kataklyse, wie in den anstehenden Gesteinen aufweist, wodurch das vorwestphalische Alter beider Vorgänge sichergestellt wird. In den durch die Metasomatose stärker beeinflussten Dioritgeröllen setzt die Karbonatisierung allerorts ein, ganze Lagen werden von Siderit ersetzt. Sulphidische Erze sind auch verbreitet und ersetzen besonders den Biotit.

Das Ausgangsgestein mancher metasomatisch veränderten Gerölle scheint *Amphibolit* gewesen zu sein. Seltene Gerölle setzen sich vorherrschend aus *Karbonaten* zusammen, denen sich nur winzige Serizitschüppchen, Rutilgruppen und Pyritkörnchen beigesellen, demnach als ihr Ausgangsgestein ein älteres Karbonatgestein zu vermuten wäre. Weitere seltene Gerölle bilden *Quarz* und *Quarzit*.

2. Der Tagbau der Massörter.

Die Aufschlüsse der Massörter sind insbesondere infolge der Fossilführung der basalen Karbonschichten zur Bedeutung gelangt. Über die allgemeine Lagerung bietet uns das Profil der Figur 5 (pag. 58) eine Übersicht und mit Verweis auf die Detailkartenbeilage sollen noch folgende Einzelheiten Erwähnung finden.

Von dem östlichsten Manipulationsgebäude auf der oberen Abbau-Etage NW-wärts schreitend¹⁹ habe ich bei dem Höhenpunkt 718'0 m in einer im unmittelbaren Hangenden der Grundkonglomeratserie lagernden Ankeritbank eine hellgrünlichgraue Mergelzwischenlagerung mit zahlreichen eischüssig verwitternden *Krinoidenstielgliedern* vorgefunden. Das Einfallen der Karbonschichten ist steil — 55° — nach 20h und dieses steile Einfallen beherrscht den aufgeschlossenen Untergrund des Siderit-Ankeritlagers, demnach das Muldentiefste in 693'5 m Höhe zu liegen kommt. In den Jahren 1913—1914 war bei dem Höhenpunkte 693'5 m ein grabenförmiger Einschnitt, an dessen beiden Wänden das Grundkonglomerat ausgezeichnet aufgeschlossen war. Aus einer an karbonatischem Zement reicheren Bank stammen die Versteinerungen, die von Gy. RAKUSZ als der Fossilienhorizont α des Grundkonglomerates angeführt werden. Es sind dies 23 Arten, unter denen die Brachiopoden vorherrschen (61, p. 129).

Das fossilführende Gestein war in den Jahren 1913—14 noch unverwittert und ungemein zähe, daher das Aufsammeln von Versteinerungen mit grossen Schwierigkeiten verbunden; infolge der Frische des Nebengesteins sind aber die wenigen Versteinerungen von ausgezeichneter Erhaltung. *Krinoidenstielglieder* sind darin oft reichlich vorhanden, die sonstigen Fossilien scheinbar selten.

Im Jahre 1929 war der vorerwähnte grabenförmige Einschnitt, also mein ursprünglicher Fundort, in seinen tieferen Teilen von Sturzhaldenmaterial verschüttet. Ein Blick auf die Karte und das Profil der Massörter kann uns darüber belehren, dass der in Rede stehende Einschnitt eine buckelförmige Aufwölbung durchschneidet; die östliche Begrenzung derselben wird von einer wellenförmig verlaufenden Verwerfungsfläche gebildet, während an der Westflanke die steil einfallenden Bänke der Grundkonglomeratserie angeschnitten werden. Eine hangendere, an Zement reichere Bank dieser Serie kann auf

¹⁹ Östlich vom Manipulationsgebäude, an der Tallehne des Teschnergrundes sind die Sturzhalden mehrerer alten Stollen (Hermann, Amalia u. s. w.) vorzufinden. Die Mundlöcher dieser Stollen sind bereits in Diorit angelegt. An den Erzstufen der Sturzhalden ist es oft deutlich zu beobachten, dass der Gangsiderit von jüngeren Ankeritadern durchdrungen wird.

Grund ihres Reichtums an Krinoidenstielgliedern direkt als Krinoidenkonglomerat angesprochen werden. Dieses ist an der Oberfläche bereits stark verwittert, sein ursprünglich grünlicher Farbenton ist in's Hellgelblichbraune übergegangen, sein Kalkgehalt grösstenteils ausgelaugt und infolge des letzteren Umstandes springt die Krinoidenführung sofort in's Auge. Die spärlichen sonstigen Versteinerungen haben aber infolge der Auflösung des Kalkspats ihre ausgezeichnete Erhaltung mehr oder minder eingebüsst.

Im Hangenden der Grundkonglomeratserie notierte ich 1913 vorerst eine unvererzte, etwa 2 m mächtige Bank eines dunkelgrauen, spröden Krinoidenkalkes und darüber eine dünne Lage eines glimmerführenden Kalkschiefers, deren vereinzelte Fossilien von Gy. RAKUSZ als Fossilienhorizont β (9 Arten) angeführt wurden (61, p. 130).

Hierauf folgen dann die metasomatisch vererzten Siderit-Ankeritbänke, die von dünnen Schieferzwischenlagen unterteilt werden. Am Südrand der Abbaumulde erscheinen dann im Hangenden der Ankerit-Sideritbänke die Schiefer und Sandsteine der Hangendgruppe, die aber nicht besser aufgeschlossen sind. Dieser unterhalb des Höhenpunktes 702'1 m liegende Teil des Lagers hat sich nämlich vorherrschend als ankeritisch erwiesen, daher sein weiterer Aufschluss unterblieben und auch nicht geplant ist. Die Eisenerze der Massörter waren übrigens von ausgezeichneter Qualität. In den Ankerit-Sideritbänken haben sich nur vereinzelte Krinoidenstielglieder vorgefunden, die besonders an verwitterten Oberflächen deutlich zu erkennen sind.

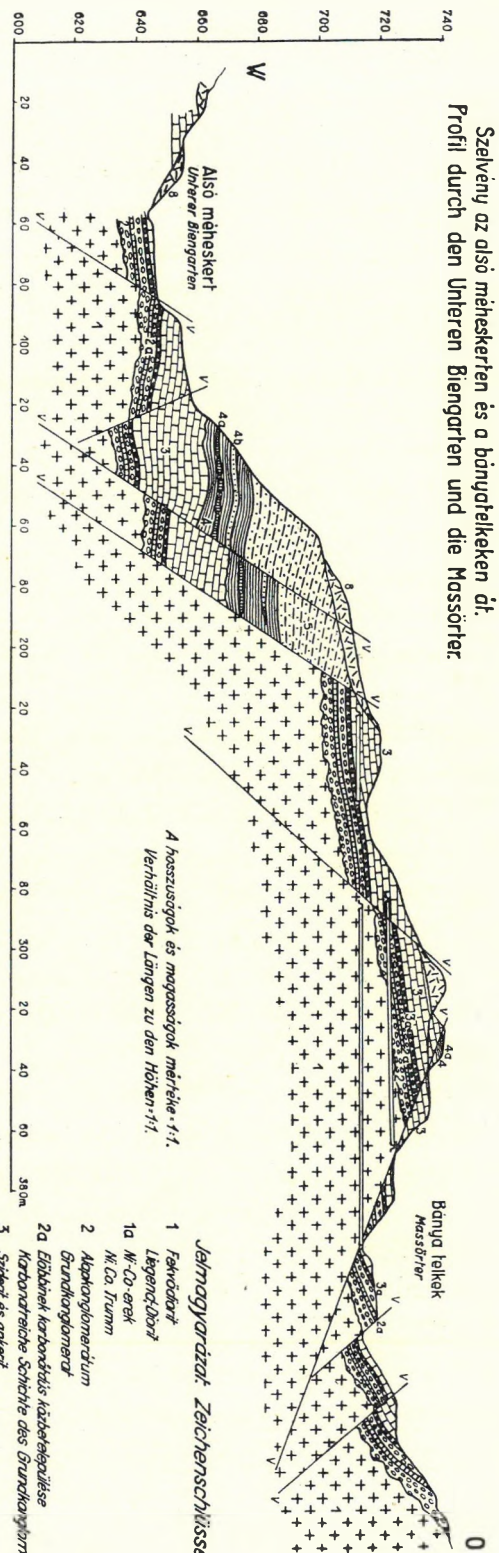
Nach W zu gelangen wir auf eine Verwerfung, die am Mundloch des kurzen, nach W getriebenen Förderungstunnels und längs der westlichen Abbaumulde der untersten Abbau-Etage aufgeschlossen war. Diese wellig verlaufende und mit schwarzem Lettenbesteg verkleidete Verwerfung, die unter 40° nach 8^h5° einfällt, scheidet den eigentlichen Tagbau der Massörter von den westlichen Tagbauen ab. Der im Hangenden dieser Verwerfung noch anstehende Sideritkörper bildete 1914 den Gegenstand des Tagbaues und seine letzten Reste wurden auch im Jahre 1929 abgebaut.

Als oberste Schichtenfolge der Abbaumulde wurde bereits die den Siderit-Ankeritkörper bedeckende Hangendgruppe des oberen Karbons aufgeschlossen. Mit ihr beginnen in bergbautechnischer Hinsicht die Abraumschichten, deren Abdeckung dem Abbau der obersten Sideritpartie einige Meter voranging.

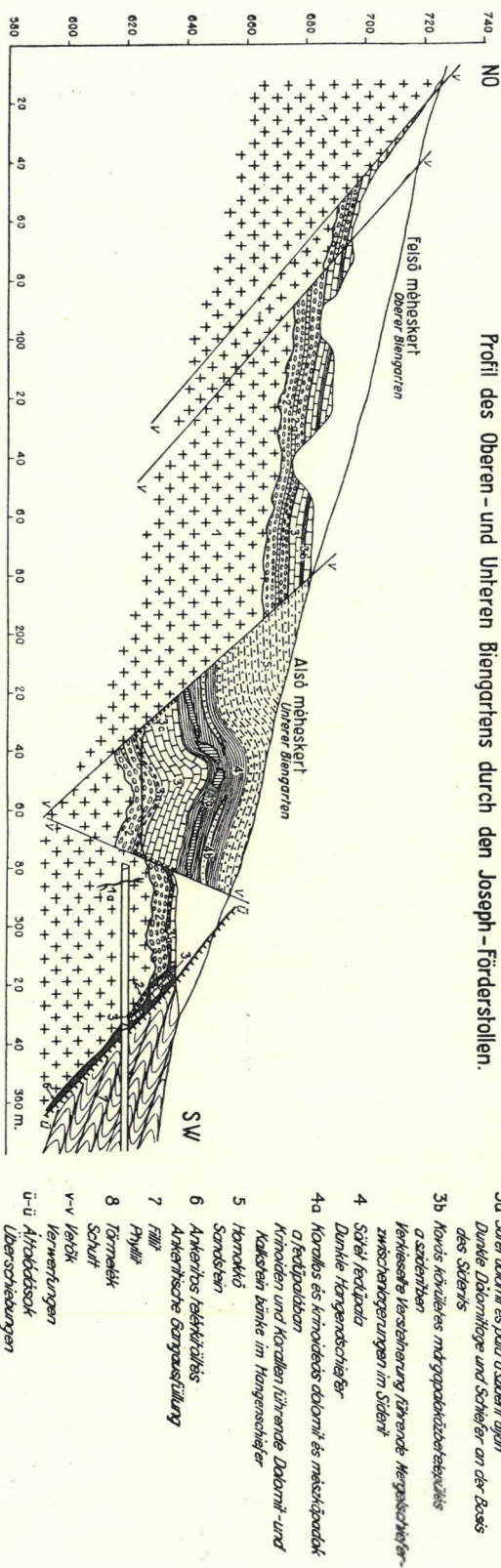
Im Jahre 1913 habe ich als unmittelbares Hangendes eine etwa 2'5 m mächtige, aus dunklen, krinoidenführenden Dolomitlagen und dunklen Schieferstraten zusammengesetzte Bank aufnotiert. Die Schieferstraten waren des öfteren ausgewalzt und wiesen dann einen graphitischen Glanz auf. Auf diese Bank folgte noch ein grober, teilweise rein aus Quarzkörnern bestehender Sandstein. Die wellig verlaufenden Hangendschichten waren durch zahlreiche Verwerfungen in kleinere Gräben und Horste unterteilt.

Bei dem Stand der Abbaue in 1929 war die Hangendgruppe entsprechend dem WNW-lichen Einfallen der Karbonscholle und dem Vorwärtsschreiten der Abbaue in dieser Richtung in bedeutender Mächtigkeit aufgeschlossen. Zu unterst fand sich aber in etwa 3 m Mächtigkeit ein grober, mit dunklen Schiefen durchflochtener Sandstein, dann folgte die etwa 2 m mächtige Bank mit den ankeritisch verwitternden Dolomitlagen und dunklen Schiefen und zu oberst noch 3 m Sandstein. In der mit dunklen Schiefen durchflochtenen Sandsteingruppe fanden sich bis einige Dezimeter Grösse erreichende, brotlaibförmige oder kugelige, mehr oder minder metasomatisch veränderte Kalkkonkretionen (Pseudo-

Szelevny az alsó méheskerten és a bányatelekek át:
Profil durch den Unteren Biengarten und die Massörter.



Szelevny a felső- és alsó méheskerten s a József-tér át:
Profil des Oberen- und Unteren Biengartens durch den Joseph-Förderstollen.



Figur 5 und 6.

Profile durch den Oberen-, Unteren Biengarten und die Massörter.

gerölle). Zwei teilweise sideritisierte Korallenstöcke (*Cannia pannonica* FRECH), die ich vom Herrn Bergdirektor ANDOR FABRY erhielt, entstammen seinen Angaben nach der die Dolomitbänke einschliessenden Bank und auch AHLBURG's Korallenstock dürfte von dieser Fundstelle herrühren. Das zwischen den Korallenästen vorhandene, dunkle graphitoide Material steht mit dieser Angabe, die übrigens auch in der Schichtenfolge des benachbarten Unteren Bien-Gartens ihre Stütze findet, in bestem Einklang. Es ist dies der Fossilienhorizont δ von GY. RAKUSZ (61 p. 137).

Es mag noch erwähnt werden, dass die eben behandelte Westwand wohl AHLBURG die Grundlagen zur Anlage des Idealprofils der Massörter (2, p. 379), und Feststellung der diskordanten Auflagerung der Hangendgruppe geliefert hat. Auf die Frage der Diskordanz will ich aber in einem besonderen Kapitel zurückkehren.

Die Nordgrenze der Abbaue der Massörter bildet eine südlich einfallende Verwerfung, entlang welcher eben die Karbonscholle nach S eingesunken ist.

3. Die Aufschlüsse des Oberen oder Städtischen Biengartens.

Das gegenwärtige Bild des Oberen Biengartens weicht von dem kartierten insofern ab, als der Abbau ostwärts gegen die Massörter fortgeschritten ist und die westlichen Aufschlüsse teilweise von Haldenmaterial verschüttet wurden. Die neuen Aufschlüsse haben nichts Nennenswertes gezeitigt, daher ich mich auf die Beschreibung der kartierten Abbaue beschränken kann.

Vom Fahrweg in dem tiefsten Einschnitt nordwärts schreitend fand sich das Grundkonglomerat aufgeschlossen. Die Konglomeratbänke liessen hier ein Einfallen von 45° nach W messen und wechselagerten mit weniger mächtigen, geröllearmen Bänken von teilweise verquarztem, feinkörnigem Siderit-Ankerit, in welchem letzteren wir wohl ein Analogon der versteinierungsführenden Zwischenlagen der Massörter zu erblicken haben. Am Fusse des N-lich vom Höhenpunkt 681.5 m kartierten Felsrückens war zu unterst der von Siderit-Ankeritadern durchschwärmte und stark zersetzte Liegenddiorit aufgeschlossen. Aus der tiefsten Schicht des den Diorit überlagernden, minder fest verzementierten Grundkonglomerats liess sich der Geröllebestand besonders leicht einsammeln.

Auf der oberen Abbau-Etage gelangten wir in den Siderit-Ankeritkörper, dessen Bänke mit mehr oder minder verkieselten Tonmergelschieferlagen wechsellagerten. An dem südlichen Teil der östlichen Abbauwand gelang es mir in diesen Zwischenlagerungen eine kleine Fauna einzusammeln, deren Bestimmung auf S. 131 der Monographie von GY. RAKUSZ enthalten ist. Wir erkennen in dieser Fauna leicht jene der *Gastrioceras*-Schiefer des Jerusalem-Berges und dadurch wird die bereits aus stratigraphischen Gründen geforderte Gleichaltrigkeit der der metasomatischen Verdrängung zum Opfer gefallenen Schichtfolge des Biengartens u. s. w. mit den *Gastrioceras*-Tonmergelschiefen und Kalken des Jerusalem-Berges ausser alle Zweifel gestellt.

Die Siderit-Ankeritlagen des Oberen Biengartens werden gleichfalls von zahlreichen kleineren Verwerfungen durchsetzt und ihre Lagerung ist keine konstante. Der nördliche, sich der nördlichen Grenzverwerfung anlehrende Flügel weist ein SW-liches Einfallen auf, welches zugleich das Haupteinfallen des Oberen Biengartens darzustellen scheint. Stellenweise, wie an der erwähnten Versteinierungsfundstelle ist die Lagerung eine nahezu horizontale.

4. Der Untere oder Koburg'sche Biengarten.

Wie es aus den beigegeführten Profilen erhellt, ist der Untere Biengarten gegenüber den Massörtern und dem Oberen Biengarten stark versenkt. Der Untergrund weist ebenfalls eine unregelmässige Konfiguration auf. Im Jahre 1913 war am Boden der westlichen Abbaumulde eine buckelförmige Aufwölbung des Grundkonglomerates aufgeschlossen, dem sich eine Bank dunklen Dolomits und dunklen Schiefers auflagerte. In anderen, mehr östlichen Schnitten, wie sie Herr Direktor KOPETSCHKE angelegt hat, ist nach N zu ein stufenweises Absenken zu beobachten, demnach das Muldentiefste an der nördlichen Grenzverwerfung zu liegen kommt. Der Siderit-Ankeritkörper erreichte eine Mächtigkeit von 25 m, die Hangendgruppe eine solche von 38 m, demnach die Gesamtmächtigkeit des Karbons hier nahezu auf 70 m veranschlagt werden kann. Was die Hangendgruppe anbelangt, war dieselbe infolge der Steilheit der Abbauwand nur unvollkommen zu studieren. Die unteren 14 m bestehen aus dunklen, feinblättrigen Schiefen mit Einlagerungen von Sandsteinbänken und dunklen dolomitischen Kalken. Die Kalkbänke schwellen örtlich an, scheinen oberhalb einer sattelförmigen Aufwölbung in grössere Blöcke aufgelöst zu sein (s. das Profil Fig. 6).

In den abgerollten Blöcken finden sich, wie mich Herr Direktor KOPETSCHKE aufmerksam machte, ausser Krinoiden auch Korallen. Die Aufsammlungen dieses Fundortes mit den bereits bei der Beschreibung der Massörter erwähnten Korallen bilden das Material des Versteinerunghorizontes δ von RAKUSZ²⁰ (61 p. 137). Die Lagerungsverhältnisse des Unteren Biengartens sind gleichfalls gestört. Gegen O zu ist ein SO-liches Einfallen vorhanden, demzufolge der am Fusse der kartierten Abbauwand in OSO-licher Richtung bis zur Besitzgrenze vorgetriebene und etwa 70 m lange Schurfstollen bereits die Hangendgruppe verquerte; die Schiefer der Hangendgruppe liessen hier ein Einfallen gegen 8° unter 20–30° messen.

In dem Josephi-Förderstollen gelangt man nach einer Überschiebung in Diorit, der ganz gebleicht erscheint und an einer Kluft Kobalt-Nickelblüte erkennen liess. Die NW-liche Strecke hat nach einer Verwerfung alsbald das Grundkonglomerat angefahren. Der längere, OSO-lich gerichtete Querschlag bewegt sich bis zur Josephi-Sturzrolle No. II im Diorit, dann gelangt man nach einer Verwerfung in eine kleine W-lich einfallende Scholle. Wir verqueren vorerst Siderit, dann Grundkonglomerat und schliesslich Diorit, der 14 Schritte vor der Josephi-Sturzrolle Nr. I wieder vom Grundkonglomerat abgelöst wird.

5. Altenberg-Michaeli.

Die geologische Position der Michaeli-Tagbaue ist dieselbe, wie jene des Biengartens: nach N wird das Karbon durch die nördliche Grenzverwerfung abgeschnitten. In der Mitte des Tagbaues gelangte in einer buckelförmigen Aufwölbung das Krinoidenstielglieder führende Grundkonglomerat zutage. Der weniger mächtige Siderit-Ankeritkörper bietet uns nichts neues, desto mehr aber die Hangendgruppe, die in etwa 15 m Wandhöhe aufgeschlossen war. Über die hier auffindbare Schichtenfolge s. Fig. 7 und sie wurde auch von RAKUSZ in seinem Sammelprofil verwendet.

Die Michaelischiefer der Hangendgruppe zeichnen sich durch einen besonderen Fossilienreichtum aus. Von der von F. FRECH bearbeiteten Fauna stammen etwa 75% von diesem Fundort und auch

²⁰ Die von ŠUF angeführten Korallen (80 p. 116) gehören zweifellos gleichfalls diesem Horizont an.

in der von RAKUSZ namhaft gemachten Fauna (61, p. 138) sind die Arten der Michaeli-Schiefer mit etwa 45% vertreten.²¹ S=lich von dem auf der Detailkartenbeilage dargestellten östlichen Michaeli-Tagbau folgt ein tiefer alter Abbautrichter (*Kekel-Michaeli*) und dann bis zur Chaussée eine Reihe alter Sturzhalden, deren Material vorherrschend aus den hangenden Abraumschichten besteht. Wo vereinzelt noch anstehendes Gestein anzutreffen ist, so ist es der Hangendsandstein.

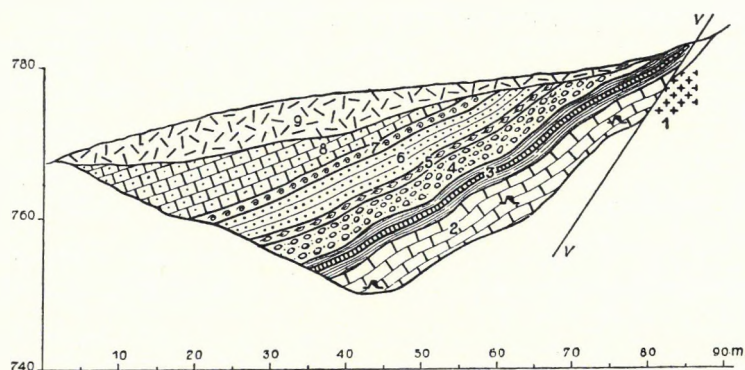


Fig. 7. Profil der Westwand des Michaeli-Tagbaues in 1919. 1 = Diorit, 2 = Siderit-Ankerit, 3 = dunkler Grafit-schiefer mit Zwischenlagen von dunklem Dolomit und Sandstein, 4 = heller, konglomeratischer Sandstein mit grossen Muskowitschuppen, 5 = Graphitschiefer mit Pflanzenabdrücken, 6 = limonitisch verwitternder heller, glimmeriger, schieferiger Sandstein, 7 = fossil-führender Schiefer, 8 = Sandstein, 9 = Schutt.

6. Die wirtschaftliche Bedeutung der Eisenerzlagertstätten des Altenberges.

Die Lagerstätten des Altenberges sind von bescheideneren Dimensionen (vergl. K. v. PAPP 53, p. 143). Über die älteren Produktionen liegen keine verlässlichen Daten vor. In der letzten Zeit bewegte sich die Erzeugung innerhalb bescheidener Grenzen. In den städtischen Grubenfeldern z. B. wurden im Zeitraum 1869–1908, also während 40 Jahren insgesamt 365.465 t Eisenerze gewonnen, was einer durchschnittlichen Jahresproduktion von 9136 t entspricht. In der obigen Summe partizipierte das Grubenfeld Michaeli mit 70.789 t, der Obere Biengarten mit 103.612 t, die Massörter mit 174.875 t und das schon seit längerer Zeit abgebaute Grubenfeld Stephani mit 8.497 t.

Die Jahre der gegenwärtig bekannten Vorräte des Altenberges sind schon gezählt. Nach einem Jahrzehnt dürfte, wenn nur neue Aufschlüsse das gegenwärtige Bild nicht ändern, die bergmännische Tätigkeit hier völlig erlöschen und die prachtvollen Aufschlüsse der Tagbaue dem Verfall preisgegeben sein.

7. Die Karbonscholle der städtischen Steinberger Gruben.

Die städtischen Steinberger Gruben liegen etwa 0.5 km N-lich vom Höhenpunkte 592 m des Steinberges, an der Ostlehne des Kleinen Wolfseifen-Tales. Die Erkenntnis der geologischen Verhältnisse wird durch die Aufschlüsse mehrerer aufeinanderfolgenden Stollen erleichtert.

²¹ Von J. ŠUF wird von diesem Fundorte noch *Chonetes papilionaceus* PHILL. und *Schuchestella* cfr. *portlockiana* von SEM. (80 p. 116) von TRAPL: *Calamites sachsei* STUR, *C. carinatus* STBG. und *Sigillaria* (*Syringodendron*) zitiert (82 p. 27).

α) Unterer Jakobi-Stollen. Vom Vereinigungspunkt der beiden Wolfseifen-Täler talaufwärts schreitend, erreichen wir vorerst den Unteren Jakobi-Stollen. Über 100 m des vorerst in ONO-licher, dann in NON-licher Richtung vorgetriebenen Stollens bewegten sich im eisenschüssig verwitternden Dolomit der Grünschieferserie, wie er bereits andersorts beschrieben wurde. Hierauf gelangen wir in der nunmehr N-lich gerichteten Strecke in Diorit; in demselben setzen mehrere N-lich einfallende Gangtrümmer auf, die eine Mächtigkeit bis 0'6 m aufweisen und mit *Siderit*, *Kalzit* und *Quarz* erfüllt sind.

β) Der Steinberger Erbstollen. Durch den etwa 100 m weiter talaufwärts in östlicher Richtung angelegten Erbstollen wird das städtische Steinberger Eisenerzvorkommen unterteuft. Der anfängliche Teil, etwa $\frac{3}{4}$ der ganzen Länge, bewegt sich in Diorit, in dem ich das Auftreten von mehreren bis 0'2 m mächtigen und N-lich einfallenden, *Fahlerz*, *Kalzit* und *Siderit* führenden Gangtrümmern verzeichnen konnte. Das letzte Viertel der Strecke verquert dann helle Serizitschiefer und Dolomite der Grünschieferserie. Eine am Feldort angelegte Sturzrolle stellte die Kommunikation mit dem mittleren Steinberg-Stollen her. Nach Aussage des Obersteigers wurde in der Sturzrolle in 7 m Höhe der Diorit erreicht. Diese Angabe ist umso glaubwürdiger, als ich in einem, knapp vor der Sturzrolle nach S vorgetriebenen kurzen Querschlage, nach einem nach 15^h einfallenden Verwerfer, das Absinken des Diorits feststellen konnte.

Weitere 200 m talaufwärts finden sich nahe bei einander die Mundlöcher des:

γ) Philippi-, Georg-, Mittleren- und Oberen Steinberger Stollens. Das Mundloch des tiefsten Philippi-Georg-Stollens ist in Diorit, jene der beiden oberen Stollen bereits im Grundkonglomerat angelegt. Bessere Aufschlüsse finden wir im Einschnitt des Mundloches des Mittleren Steinberger-Stollens, wo das karbonatreiche Grundkonglomerat sich durch eine reichliche Krinoidenführung auszeichnet und Zwischenlagerungen von mit weissen Kalzitadern durchsetzten dunklen Kalksteinbänken erkennen lässt.

Ich konnte die zum Abbau vorgerichtete Lagerstätte im Jahre 1913 am Mittleren Steinberger Stollen besichtigen. Dieselbe war auf etwa 65—70 m streichende Länge aufgeschlossen, von zahlreichen kleineren Verwerfern durchsetzt und liess ein Einfallen nach 5^h unter 15—37° messen. Die Lagermasse war stellenweise nur ankeritisiert und *Siderit* konnte dann nur in Linsen und Adern beobachtet werden, Einsprengungen von *Chalkopyrit* und *Quarz* waren nicht selten. Nach O zu tauchte die Lagermasse unter das Sandsteinhangende, nach S zu erschienen nach einer saigeren, nach 5^h streichenden Kreuzkluft dunkle Schiefer. Die Mächtigkeit des *Siderits* überstieg stellenweise die 5 m.

Dieselben Verhältnisse sind in den oberhalb der Stollen liegenden alten Tagbauen zu studieren. Nach O zu wird das sideritisierte Lager von dunklem Schiefer und einer dunklen Kalksteinbank überlagert und weiter oberhalb eines Weges finden sich dann die dunklen glimmerigen Sandschiefer und die muskovitschuppenführenden Sandsteinkonglomerate der Hangendgruppe. Die Steinberger Lagerstätte ist daher ein Ebenbild der Altenberger Lagerstätten. Nur ist das Hangende nirgends zusammenhängend aufgeschlossen, demnach ich an diesem einst berühmten Fundort nur Versteinerungsspuren, aber nichts aufammlungswürdiges vorfinden konnte.

Wie es aus dem geologischen Kartenbild erhellt, wird dem Kleinen Wolfseifen-Tal sein Verlauf durch einen Querbruch vorgeschrieben. Vom montangeologischen Standpunkt gewinnt der Kleinen Wolfseifen-Bruch dadurch eine Bedeutung, dass während ostwärts davon der Kalk-Mergelhorizont nahezu in seiner Gänze der Metasomatose zum Opfer gefallen ist, westwärts davon dies nicht der Fall war und wir nur geringe Spuren der Metasomatose nachweisen können.

8. Die zwischen den beiden Wolfseifen liegenden Karbonschollen.

Zwischen den beiden Wolfseifen sind zwei Karbonschollen bekannt geworden. Die östlichere davon liegt N-lich von den städtischen Steinberger Gruben, S-lich vom Zemberg und wurde auch z. B. von W. Vort auf seiner Karte verzeichnet. Nach unserem Kartenbild wird diese Scholle durch eine Verwerfung in zwei Teile geteilt.

Im südlichen Teil finden wir alle drei Stufen des Westphaliums ausgebildet; die Kalk-Mergelgruppe lässt oberflächlich keine metasomatische Verdrängung erkennen, führt auch Fossilien, es ist mir aber nicht gelungen, etwas nennenswertes aufzusammeln.

Im nördlichen Teil ist in dem von N herabreichenden Waldzipfel auch ein alter Schurf vorhanden, der sideritisierte-ankeritisierte Proben geliefert hat. Der Umfang der Metasomatose ist unbekannt. W-lich davon, am Bergrücken sind bereits normale Gesteine vorhanden.

Die westliche Scholle liegt unmittelbar N-lich von der Vereinigung der beiden Wolfseifen. Es treten hier die beiden tieferen Etagen des Karbonprofils zutage, von denen die mittlere Kalk-Mergelgruppe sich als ein nennenswerter Fossilienfundort erwiesen hat, insbesondere hat der Kalkstein einige von anderen Stellen unbekannte Spiriferiden ergeben. Ich bezeichnete diesen Fundort, da er oberhalb des alten Goldschmieds Ländel-Grubenkomplexes liegt, unter diesem Namen. Neuestens hat Herr Direktor KOPETSCHKE diesen Fundort auch ausgebeutet und nach der Parzelle »Fünf Buchen« benannt. Einiges Material konnte auch RAKUSZ aufsammeln. Die Fauna ist ein Gegenstück jener des Jerusalem-Berges (vergl. RAKUSZ 61, p. 132 und p. 136).²²

9. Die Karbonschollen zwischen dem Wolfseifen und dem Dittersgrund.

Zwischen dem Gr. Wolfseifen und dem Dittersgrund finden wir westlich von den eben beschriebenen Karbonschollen eine grössere Partie des Karbons ausgeschieden.

Dieselbe wird gegen O — gegen dem Hilfe Gottes Stollen zu — von einer parallel dem Grossen Wolfseifen streichenden Verwerfung abgegrenzt. W-lich dieser Verwerfung gelangen wir vorerst zu einer an der Erdoberfläche über 300 m breiten Karbonscholle, deren Fortsetzung nach W zu noch vor Erreichen des Bergrückens durch eine Verwerfung nach N verschoben wird. Das Oberkarbon dieser Scholle fällt — wie jenes der Fünf Buchen-Scholle — nach N ein. Von dem Vereinigungspunkt der beiden Wolfseifen, an der rechten Tallehne des Gr. Wolfseifen-Baches nordwärts schreitend, stossen wir auf eine kleine Waldparzelle; gleich nach dem Südrand derselben erscheinen alte Baue des Georgi-Sideritz zuges. Weiter N-lich erscheint zuerst das Grundkonglomerat mit Versteinerungsspuren (*Spirifer* sp.), dann 70 Schritte nordwärts schieferiger und massiger dunkler Karbonkalk des öfteren mit Krinoiden,

²² Von J. ŠUF wird von diesen Fundorte auch eine Versteinerungsliste angegeben (80, p. 115).

dann eine dunkle Schieferzone und vor der Dioritgrenze, die offenbar eine Verwerfung darstellt, erscheint auch der Sandstein.

Der westlich von der voran erwähnten Verwerfung liegende und nach N verschobene Karbonzug lässt nach dem Erscheinen der Schichten an der Erdoberfläche auf ein SO=liches Einfallen schliessen, doch sind augenscheinlich auch mehrere Verwerfungen vorhanden. Auf den östlichen Bergrücken führt der sogenannte Turistenweg zum Birkeln=Berg, wo V. ILLES seinen *Griffithides dobsinensis* aufgesammelt hat. Im Bereiche dieses Karbonzuges sind allorts mehr oder weniger gut erhaltene Versteinerungen anzutreffen, eingehender sollen aber nur die Verhältnisse der Originalfundstelle von Kiss, namentlich des Jerusalem=Berges besprochen werden.

Der Höhenpunkt 608 m des Jerusalem=Berges wird bereits von *Diorit* zusammengesetzt. Südlich von diesem Höhenpunkt erscheint das Karbon von dem Liegenddiorit durch eine kleinere Verwerfung getrennt, demzufolge das krinoidenführende Grundkonglomerat hauptsächlich an der Südwestlehne des Bergrückens anzutreffen ist. Die mittlere Kalk=Mergelgruppe des Oberkarbons ist am Bergrücken über eine Länge von etwa 250 Schritte zu verfolgen, wobei anstehend meist nur der Karbonkalk anzutreffen ist. Vereinzelte Schichten davon können direkt als Lumachelle angesprochen werden (vergl. auch bei RAKUSZ, p. 136). Der an Versteinerungen reichste Schiefermergel ist kaum anstehend anzutreffen und erscheint meist nur als Verwitterungsschutt an der Oberfläche. Im Ackergelände werden die Trümmer beim Ackern aufgelesen und an den die einzelnen Parzellen scheidenden Steilstufen örtlich in kleine Schutthalden zusammengetragen. Der Hauptanteil meiner Aufsammlungen entstammt einer derartigen kleinen Schutthalde (vergl. RAKUSZ, p. 131 u. 135).

Die Kalke der eben behandelten Karbonscholle lassen an der Erdoberfläche nirgends Anzeichen einer Metasomatose erkennen, nur im Nirnsgrund konnte ich im Bachbette an einer Stelle einige Zentimeter breite, im dunklen Krinoidenkalk aufsetzende Ankeritadern beobachten. Immerhin finden sich auch in diesem Gebiet mehrere alte Schurfe, besonders an der linken Tallehne des Nirnsgrundes, die die Vermutung aufkommen lassen, dass stellenweise auch hier metasomatische Prozesse eingesetzt haben. Über den Umfang desselben ist nichts näheres bekannt geworden. Auf den Sturzhalden habe ich mit *Pyritpentagondodekaedern* eingestreuten *Siderit* vorgefunden.

c) *Die ausserhalb des Diorit—Amphibolitstockes auftretenden Karbonvorkommnisse.*

Mit dem Auskeilen der Diorit—Amphibolitunterlage nimmt zugleich die normale Entwicklung des Dobsinaer Karbons ein Ende. Einerseits geht dem ausserhalb des Diorit—Amphibolitstockes auftretenden Karbon die so kennzeichnende Dreiteiligkeit: Grundkonglomerat, Kalk=Mergelgruppe und vorherrschend sandig=schieferige Hangendgruppe ab, indem ich die zwei tieferen Gruppen nicht mehr zweifellos auffinden konnte.

Nur weiter westlich, im Quellgebiete des Sajó=Flusses, unterhalb der Tašlyova, konnte eine kleinere Scholle des normalentwickelten Oberkarbons vorgefunden werden, doch — wie bereits erwähnt wurde — erscheint an dieser Stelle auch der unzertrennliche Begleiter des normalen Oberkarbons: der Liegenddiorit.

Ein anderer Unterschied macht sich im Metamorphosengrad bemerkbar. Sehen wir nämlich von den mit der Metasomatose stattgehabten Umwandlungen ab, so muss uns bei dem Studium der dem

Diorit aufruhenden Oberkarbonschollen das äusserst geringe Ausmass der Druckmetamorphose auffallen, welchem Umstand eben die Fossilien ihren verhältnismässig guten Erhaltungszustand verdanken.

Die nicht auf dem Diorit ruhenden Karbongesteine aber lassen z. T. eine deutliche Druckschieferung erkennen. Nachdem den triassischen Gesteinen die Druckschieferung abgeht, müssen wir in Anbetracht dieser Tatsache auf eine postwestphalische und prätriassische neuere Faltungsphase folgern. Die dem Diorit-Amphibolitstock auflagernden Karbonschollen verdanken ihre geringe tektonische Beeinflussung ihrer massigen, einer Faltung unholden Unterlage, sie kamen sozusagen im Druckschatten zu liegen. Allenfalls hat die nachwestphalische Druckmetamorphose unter derartigen Druck- und Temperaturverhältnissen stattgefunden, wie sie in geringer Krustentiefe vorherrschen.

Durch diese Unterschiede rollen sich neuere Probleme auf, vor ihrer Besprechung wollen wir aber vorerst die Entwicklung der ausserhalb des Diorit-Amphibolitstockes bekanntgewordenen Karbonvorkommen kennen lernen. Wie aus dem Kartenbild erhellt, lassen sich die noch dem Oberkarbon zugezählten Schichten in bezug auf die zentrale Lage der dem Diorit-Amphibolitstock aufruhenden normalen Karbonschollen in ein nördliches und ein südliches Verbreitungsgebiet einreihen.

1. Der nördliche Oberkarbonzug.

Der nördliche Karbonzug stellt eine Einheit, eine Schuppe dar, die von dem westlichen Abhang des Langen Berges bis zum Sajó in einer Länge von 10 km zu verfolgen ist. Der östlichste Teil davon kommt höher zu liegen, demzufolge das Oberkarbon nur an den Bergrücken anzutreffen ist und durch den Gr. Wolfseifen-Bach und Nirnsgrund-Bach nicht mehr angeschnitten wird. Den derartig abgesonderten Schuppenteilen, namentlich jenem, der N-lich vom Birkeln-Berg²³ und jenem, der O-lich von der Lanys-Hütte liegt, kommt noch insofern eine Sonderstellung zu, dass sie beide, aber auf entgegengesetzten Seiten, von einem schmalen Dioritstreifen begleitet werden. Auf den Bergrücken sind nur die Gesteine der Schiefer-Sandsteingruppe anzutreffen. Von dem N-lich vom Birkeln-Berg liegenden Sattel führt nach W zu ein Wasserriss hinab, in dem die Halden mehrerer alten, eingefallenen Schurfstollen liegen. An der obersten, etwa 65 m oberhalb der korrespondierenden Talsohle des Nirns-Grundes liegenden Sturzhalde haben sich nur Sandstein und Krinoiden führende Schiefer vorgefunden. Auf der untersten Halde ist nebst von Siderit durchaderten Schiefen auch limonitisch verwitternder Kalkstein vorhanden und vis à vis damit, an der Nordseite des Wasserrisses steht ein ankeritischer Kalkstein an. Diese Kalksteine können aber noch den liegenden Lagen der Hangendgruppe angehören und das Vorhandensein der tieferen Stufen ist einstweilen noch fraglich. An dem Nordostabhang des Birkeln-Berges sind nebst glimmerig-sandigen, dunklen Schiefen nur grobe Glimmersandsteine und Quarzkonglomerate, also die hangendsten Glieder anzutreffen.

Der N-lich vom Jerusalem-Berg und O-lich von der Lanys-Hütte liegende Teil der Schuppe ist ähnlich aufgebaut. Entlang des am Westhang des Bergrückens von der Lanys-Hütte nach Dobsina führenden Karrenweges finden sich nebst vorherrschenden dunklen Schiefen und Glimmersandsteinen auch dunkle, von Kalzitadern durchsetzte Bänderkalke vor, die aber durchaus nicht als Repräsentanten der mittleren Kalk-Mergelgruppe dienen können. Ich habe mich vergeblich bemüht, in den Kalken

²³ TRAPL führt vom Fundort Birkeln die Pflanzen *Artisia* sp. und *Cordaites principalis* GERM. an; es ist aber nicht ausgeschlossen, dass es sich um den früher als «Turistenweg» angeführten Fundort handelt.

Versteinerungen aufzusammeln; hingegen mag das Auftreten einer Ankeritbank noch erwähnt werden.

In den östlichsten schmalen, gegen den Langen Berg zu streichenden Oberkarbonstreifen sind schliesslich auch nur Sandsteine und Schiefer vorhanden.

In NO-licher Richtung gelang es AHLBURG bei Hollópatak (Mlynky) die Fortsetzung dieses Karbonzuges aufzufinden. AHLBURG hat zwischen den das Liegende des Philippi-Ganges bildenden und von uns als Perm betrachteten Konglomeraten und den hangenden Grünsteinen das örtliche Einschalten dunkler Tonschiefer und glimmerreicher, Pflanzen führender Grauwacken des Karbons festgestellt. Im Karbon ist ein Kalklager eingeschlossen (p. 388). In den letzten Jahren sind aus den Grubenfeldern Susanna und Clementina diverse Versteinerungen zum Vorschein gekommen. Mir liegen davon nur reichliche Krinoidenstielglieder führende dunkle, glimmerige Kalke vor.

Bei den Gesteinen der eben behandelten Schuppenteile ist die stärkere Druckmetamorphose nur in vereinzelten Fällen besser betont. Die typische Entwicklung des mehr druckmetamorphen Karbons fängt bei der Lanys-Hütte an und kann dann zusammenhängend in 7 km Länge verfolgt werden.

Es ist dies jene Schichtenfolge, die von A. KISS als kalkiger Glimmerschiefer bezeichnet wurde, während die Wiener Aufnahmen sie mit den später zu behandelnden permischen Gesteinen des Scharfen-Berges als Quarzit zusammenfassten. Schon W. ILLES hat sie auf petrographischen Grundlagen als Karbon ausgeschieden.

Mir selbst gelang es, in den Tonschiefern der alten Schieferbrüche NO-lich vom städtischen Hochofen eine kleine Fauna aufzusammeln. Das Gestein habe ich in meinem Aufnahmebericht — um der Bestimmung der Fauna nicht vorzugreifen — unter der indifferenten Bezeichnung „Gepresster Konglomeratsandstein und Tonschiefer“ angeführt (69, p. 420). Es ist dies eine aus Sandsteinen, Sandsteinschiefern und Tonschiefern zusammengesetzte Schichtenfolge, der sich örtlich auch Quarzkonglomeratbrekzien und Konglomerate zugesellen.²⁴ Eine Gliederung der Schichtenfolge ist undurchführbar, da sie sich sowohl gegen das Liegende, als auch gegen das Hangende zu durch tektonische Flächen begrenzt. Die Konglomeratbrekzien weisen eine geflasert-gepresste Textur auf, in der Regel herrscht in ihrer Zusammensetzung Quarz und Quarzit vor und nur an ihren Schichtflächen finden sich vereinzelte Muskovitschuppen, ferner Serizitfasern. Quarzadern sind nicht selten. Das im Quellgebiet des Kriska Jedla genannten, linkseitigen Wasserrisses des Sajó auftretende Brekzienkonglomerat zeichnet sich durch wallnuss- bis apfelgrosse Quarzgerölle aus. Ähnliche Konglomerate finden sich auch auf der Pod Taľyova, ferner in den untersten Steinbrüchen O-lich des städtischen Hochofens, wo sie mitunter eine arkosenartige Ausbildung gewinnen, u. s. w.

Die Sandsteine dieser Schichtenfolge zeichnen sich im allgemeinen durch das reichliche Vorhandensein von groben Muskovitblättchen aus, welche letztere auch die sandigen Tonschiefer begleiten und nur in den reinen Tonschiefern fehlen. Die quarzreicheren Typen lassen an ihrem Querbruch lentikular begrenzte Quarzit-Quarzlagen erkennen. Ein derartiges unter dem Tri Kupa-Gipfel aufgesammeltes Gestein weist u. d. M. folgendes Bild auf. Den Hauptanteil bilden unregelmässig begrenzte Quarzkörnchen mit einer Korngrösse von 0.1–1 mm. Seltener sind auch Plagioklaskörnchen, mitunter noch primär mit Quarz verwachsen, hin und wieder auch *Myrmekit* anzutreffen. Ferner fallen

²⁴ Vergleiche auch die treffende Schilderung von V. ILLES (36, p. 138). Dass ein Teil der von V. ILLES mit dem Karbon vereinten Tonschiefer Zwischenlagerungen der Förderatakalke entspricht, wurde bereits anderorts eingehender begründet.

mehrere *Turmalins*säulchen auf, die einen Durchmesser bis 0.2 mm besitzen und garnicht abgerollte Grenzflächen aufweisen. Das Bindemittel bildet ein von *Serizit* durchflasertes Quarzitaggregat. An den Schichtflächen finden sich *Muskovitschuppen*, denen Flaserstriemen von *Serizit* anhaften, die das feinverteilte, wolkige, dunkle Pigment bergen. Dem mikroskopischen Bilde nach zu folgern, scheint daher in diesen Sandsteinen das Aufbereitungsprodukt eines aus Granit und Gneis zusammengesetzten Grundgebirges vorzuliegen.

Die von schieferigen Sandsteinen in Tonschiefer übergehenden Gesteintypen lassen des öfteren bereits eine Fältelung, beziehungsweise Sekundärschieferung, die dunkelgrauen Tonschiefer eine reine Druckschieferung erkennen. Im allgemeinen kennzeichnen sich die feinerklastischen Gesteintypen durch eine von graphitisch-kohligen Pigment bedingte, dunkelgraue Färbung. Der ursprünglich klastische Charakter ist bei sämtlichen Gliedern, trotz der Druckmetamorphose unverkennbar, sie scheiden sich daher scharf von der typischen Phyllitserie ab.

Wir haben es freilich gesehen, dass sich auch innerhalb der Phyllitserie Schichtenfolgen von ähnlicher petrographischen Beschaffenheit vorfinden; von dieser halbmetamorphen Gruppe sind sie nur als Schichtenfolge zu unterscheiden.

Kalkeinlagerungen habe ich im zusammenhängenden Zug nur an einer Stelle vorgefunden, und zwar im unteren Teil des Moks-Gründls, eines am Südabhang des Windseck-Gipfels liegenden Wasser- risses. Die beschriebene Schichtenfolge wird hier durch Zwischenlagerungen von stark graphitischen und von Kalzitadern durchsetzten, schieferigen Kalksteinbänken ergänzt. In ihrer Nachbarschaft sind alte eingefallene Schurfe zu finden, in denen nach der Mitteilung von E. RUFFINYI ein schwächtiges anthrazitisches Graphitflözchen untersucht wurde. Dieser Fundort ist augenscheinlich identisch mit der von J. NOTH beschriebenen Lagerstätte (52), deren Material nach der Analyse von C. v. JOHN folgende Zusammensetzung aufweist: C = 64.02, H₂O = 4.82, Asche = 31.13%. Dem Material kann leider keine praktische Bedeutung zugeschrieben werden.

Organische Überreste sind — wie bereits erwähnt — im ganzen Zug nur in den NO-lich vom städtischen Hochofen liegenden, alten Stein- und Schieferbrüchen zum Vorschein gekommen. Bereits in den sandigen Tonschiefern sind schlecht erhaltene Pflanzenreste nicht selten, die aber nichts Bestimmungswürdiges ergeben. Hingegen haben die bläulichgrauen Tonschiefer — wie erwähnt — eine Fauna geliefert, die sich durch das Vorherrschen von Trilobitenresten auszeichnet.

Nach den Untersuchungen von GY. RAKUSZ wären die dunklen Tonschiefer auf Grund dieser Fauna in das tiefere Neritikum zu verlegen und es wird von ihm einerseits die Gleichaltrigkeit mit der mittleren Kalk-Mergelgruppe, andererseits aber auch ein eventuell jüngerer Alter, als das normale Karbonprofil, erwogen (61, p. 140). Wie bereits erwähnt, gelang es mir aber 1929 im Sajó-Gebiet, SO-lich der Taflýova die mehrfach erwähnte Karbonscholle mit den zwei tieferen, normalentwickelten Stufen aufzufinden. Das über die mittlere Kalkgruppe Bekanntgewordene habe ich bereits mitgeteilt, es soll an dieser Stelle nur noch die Kennzeichnung des Liegendkonglomerates folgen. Wie auch anderorts, ist dies ein zähes, fest verzementiertes Gestein, dessen grobklastische Natur deutlicher nur an verwitterten Oberflächen auffällt. Nebst vorherrschend dunkelgrünen, amphibolitreichen Geröllen finden sich auch solche von aplitischem Granit vor. In seinem Habitus erinnert es lebhaft an jenen des im weiteren zu beschreibenden Bindter Konglomerats.

In Betrachtung dieser normalentwickelten Scholle kann daher auch jene Vorstellung an Wahrscheinlichkeit gewinnen, dass die Hangendgruppe des Karbons durch tektonische Prozesse von den tieferen Stufen des Westphaliens abgeschert wurde und die tieferen Stufen im Vergleich zu der Hangendstufe teilweise in höhere, bereits erodierte und tiefere Niveaus verfrachtet worden sind.

Eine dritte Möglichkeit: die Transgression der Hangendgruppe verbunden mit einer Diskordanz zu den tieferen Stufen soll im folgenden Abschnitt behandelt werden.

Aller Wahrscheinlichkeit nach entspricht daher die behandelte Schichtenfolge der Hangendgruppe des Normalprofils. Entsprechend ihrer augenscheinlich bedeutenderen Mächtigkeit sind aber in derselben sicherlich auch hangendere Glieder, wie sie in den Normalprofilen bekannt sind, vertreten.

Schliesslich mag noch erwähnt werden, dass die in den Steinbrüchen beim städtischen Hochofen gewonnenen Konglomeratsandsteine als feuerfeste Steine bei Hochöfen verwertet und auch nach Strazena und Tiszolc verfrachtet wurden. Die schieferigen Sandsteine und Sandschiefer gelangten aber in grösseren Platten als Pflastersteine, die reineren Schiefer als Dachschiefer in Dobsina zur Verwendung.

2. Das südlich vom Diorit—Amphibolitstock auftretende Oberkarbon.

Die stärkere Druckmetamorphose verbunden mit dem Umstand, dass die tieferen Stufen des Normalprofils nicht aufgefunden werden konnten, haben den Verfasser in 1913 dazu veranlasst, die südlich vom Diorit—Amphibolitstock auftretende Hangendgruppe des Oberkarbons bei Betonung ihrer Ähnlichkeit zum Oberkarbon einstweilen von demselben getrennt zu halten (68 p. 441), umso mehr, als er bei der ersten Begehung dieser Vorkommen keine deutlichen Versteinerungen auffinden konnte. Diese Unterscheidung hat sich aber nach den im Jahre 1929 gesammelten Erfahrungen als überflüssig erwiesen. Ein Blick auf die Karte belehrt uns darüber, dass es sich um mehrere mit der Grünschiefergruppe verschuppte Karbonzüge handelt, und zwar können auf ihrem Hauptverbreitungsgebiete, S=lich vom Alten-Berg 4 Oberkarbonschuppen unterschieden werden.

Von den alten Halden der Michaeli-Baue südwärts schreitend gelangen wir nach Verlassen eines kleinen Sattels auf den sogenannten Schlosser-Hügel. Die Nordlehne und die Gipfelpartie desselben wird vom magnetitführenden Grünstein gebildet. Am Südrhang erscheinen deutlicher druckgeschieferte, dunkle Karbonschiefer mit Zwischenlagerungen von weissen Quarzitsandsteinen. An der Westlehne, gegen den Kl. Wolfseifen-Bach zu finden wir auch Quarzkonglomeratblöcke, deren Herkunft allerdings etwas fraglich ist. Bessere Aufschlüsse der Schichtenfolge bietet die neue Autochaussée, in deren Einschnitt in der sandigschieferigen Schichtenfolge auch Einlagerungen von ankeritisierten, feinkörnigen Kalksteinlinsen und Lagen anzutreffen sind. In den sandigen Schiefern gelang es dem Herrn Direktor KOPETSCHKE und Herrn Geologen ŠUF die Michaeli-Fauna aufzufinden. Auf Grund ihrer freundlichen Mitteilungen hat auch Gy. RAKUSZ die Fundstelle besucht und darauf bezieht sich die Fauna des von ihm als „Einschnitt der neuen Strasse“ in der Nähe der Drahtseilbahnkreuzung angeführten Fundortes (61, p. 140).²⁵

Schliesslich soll noch erwähnt werden, dass das Durchstreichen der Endigung dieser Karbonschuppe durch das Steinseifen-Tal auf Grund des Haldenmaterials eines Schurfschachtes eingezeichnet wurde.

²⁵ Eine reichere Faunenliste diesen Fundortes wurde von J. ŠUF veröffentlicht (80, p. 115).

Südlich von der Karbonschuppe des Schlosser-Hügels folgt, von demselben durch einen Streifen stark gequälter Phyllite getrennt, der im Hangenden des Georgi-Gangzuges auftretende Karbonzug.

An der Zusammensetzung dieses Karbonzuges nehmen eisenschüssig verwitternde, grosse Muskovitschuppen führende, mitunter schieferige Sandsteine, dunkle, sandig-glimmerige Tonschiefer, in denen bisweilen dünne Sandstein- und Schieferstraten miteinander abwechseln, Tonschiefer und Quarzkonglomerate teil. Die meisten Gesteine tragen eine deutliche Druckmetamorphose zur Schau.

Die Schichtenfolge ist ausser den alten Tagbauen und Schurfen, die auf dem Georgi-Sideritgangzug basierten, auch in einem Nordschlag des Georgi-Stollens aufgeschlossen.

Über ihr oberkarbones Alter kann nummehr kaum ein Zweifel obwalten. Namentlich gelang es Gy. RAKUSZ im Haldenmaterial des zwischen der Vereinigung der beiden Wolfseifen-Bäche liegenden Augustin-Tagbaues „schlecht erhaltene Fragmente von Krinoiden, Einzelkorallen und *Schizophoria* sp.“ aufzusammeln (61, p. 140) und ich selbst konnte in den dunklen Schiefern an der Kreuzungsstelle der vom Augustin-Tagbau nach NO führenden Drahtseilbahn mit der alten Fahrstrasse Krinoiden und verdrückte Gasteropoden auffinden. Diese Stelle ist übrigens ein alter Sideritschurf, den bereits W. Vort auf seiner geologischen Karte als Versteinerungsfundort eingezeichnet hat. Im Jahre 1913 glaubte ich Vort's Angabe über den Steinberger Fundort — da die städtischen Steinberger Gruben mit ihrer normalentwickelten Karbonschichtenfolge von diesem Fundort etwa 400 m nordwärts liegen — rektifizieren zu müssen (68, p. 441) und will daher diesen meinen Irrtum besonders betonen.

Eine der vorangehenden ähnliche Ausbildung weisen auch die beiden südlicheren, eine bescheidene Ausdehnung besitzenden Karbonschuppen auf. Diese Karbonschuppen, wie auch die westliche Fortsetzung der angeführten Schuppen sind aber schlecht aufgeschlossen und haben auch keine Versteinerungen geliefert, daher ihre Beschreibung unterbleiben kann.

Wie es aus dem Vorangehenden erhellt, konnte auch in den südlichen Schuppen nur die Hangendgruppe des Karbonnormalprofils vorgefunden werden. Es kann ferner jene auffallende Tatsache nicht verschwiegen werden, dass das Karbon der Südzüge in der Regel das unmittelbare Hangende der von mir der Grünschiefergruppe einverleibten Karbonatgesteinsserie bilden. Die Verdeckung der Karbonatgesteinsgruppe durch die Karbon-Sandsteine und Schiefer ist eine derartig konstante, dass erstere an der Erdoberfläche, also auch im Kartenbilde besonders nicht ausgeschieden werden konnte und im Liegenden der Karbonzüge unterirdisch meist die Karbonatgruppe erschürft wurde. Gestützt auf diese Lagerung könnte man sich versucht fühlen, in der das Liegende der Karbonschiefer und Sandsteine bildenden Gruppe der Karbonatgesteine eine mehr metamorphe Fazies der mittleren Kalkstein-Mergelgruppe des Karbonnormalprofils zu erblicken, umsomehr, als ja auch in ihrem Liegenden im Bereiche des Georgi-Stollens ein schmaler Dioritgang aufzufinden ist, wobei die Liegendquarzite eine Fazies des Grundkonglomerates bilden könnten (vergl. das dritte Profil der Profiltafelbeilage).

Im Gegensatz zu den mehr massig oder dickbankig entwickelten Karbonkalken weisen aber die Karbonatgesteine im Liegenden der südlichen Karbonschuppen die Tracht der Bänderkalke auf und waren auch einer intensiveren Metamorphose unterworfen, die mit der mehrfach betonten, etwas stärkeren Druckmetamorphose des Karbons ausserhalb des Diorit-Amphibolitstockes nicht erklärt werden kann. Andererseits weisen die der Grünschieferserie einverleibten Karbonatgesteine eine derartig einheitliche lithologische Beschaffenheit auf, dass sie voneinander nicht gut getrennt werden können.

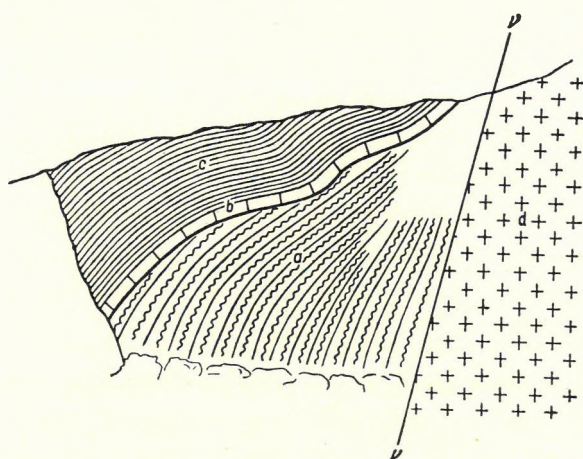


Fig. 8. Profil der N-Hälfte des Augustin-Tagbaues in 1913. d = Diorit, a = ankeritisch verwitternde karbonatische Serie, b = glimmerige, dunkle Kalkbank, c = dunkler Schiefer mit Kalkbänken (b und c gehören in das Oberkarbon).

Die Auflagerung des Karbons der Süd-schuppen ist in den verfallenen alten Tagbauen und Schurfen nicht mehr zu entscheiden. Den einzigen besseren Aufschluss bietet der Augustin-Tagbau bei der Vereinigung der beiden Wolseifen-Bäche (vergleiche das beiliegende Profil Fig. 8). Auf den ersten Blick erscheint hier eine Diskordanz zwischen dem Hangendkarbon und der Liegendkalkgruppe als zweifellos; bei weiteren Überlegungen ist die Lagerung viel zu gestört, um die Möglichkeit einer durch Ausquetschungen bedingten Diskordanz ganz in Abrede stellen zu können. Halten wir an der gänzlichen Abtrennung der sog. Karbonatgesteinsgruppe vom Oberkarbon fest, so müssen wir gleichzeitig auf eine Transgression der Hangendgruppe des Karbonnormalprofils schliessen. Diese Frage hängt mit jener der

infracarboneischen Diskordanz des Karbonnormalprofils eng zusammen, demnach sie in einem besonderen Abschnitt besprochen werden soll.

d) Die Frage der infracarboneischen Diskordanz innerhalb des Karbonnormalprofils.

Wie bekannt, wollte J. AHLBURG in der metasomatischen Veränderung der Kalke des Alten-Berges einen bereits vorkarbonaltrigen Akt erblicken und es werden zur Unterstützung seiner Ansicht folgende Beweisgründe angeführt:

1. Der Siderit schneidet an den auflagernden Karbonschichten scharf ab und in der ganz normalen groben Grauwacke der Hangendschichtgruppe der alten Tagbaue am Alten-Berge konnte AHLBURG gelegentliche Einschlüsse von zersetztem Spat und Ankerit beobachten (2, p. 382).
2. Der nicht vererzte Hangendkomplex ruht nach AHLBURG's Ansicht in flachen, muldenartigen Einsenkungen des unterlagernden Siderit-Ankeritstockes. In diesen Mulden glaubte AHLBURG deutlich ein allmähliches Auskeilen der Grauwackebänke feststellen zu können, auch schien ihm die noch in schwachen Umrissen erkennbare Schichtung des Siderit-Ankeritstockes auf eine Diskordanz hinzuweisen (2, p. 379—380).

Es empfiehlt sich in der Beweisführung AHLBURG's zwischen zwei Behauptungen, und zwar: dem Alter der Metasomatose und der Diskordanz der Hangendgruppe zu unterscheiden.

1. Das Alter der Metasomatose.

Von einem voroberkarbonen Alter der Metasomatose kann gegenwärtig, da das westphälische Alter der der Metasomatose erlegenen Kalke des Alten-Berges gesichert ist, naturgemäss keine Rede mehr sein und wäre die Ansicht AHLBURG's derart zu formulieren, dass die Metasomatose in einem infracarboneischen Zeitpunkt vor sich gegangen sei.

Das Argument AHLBURG's, dass der Sideritstock an der auflagernden Hangendgruppe scharf

abschneide, verliert an Beweiskraft, wenn wir es uns vergegenwärtigen, dass der metasomatischen Verdrängung nur die reineren Kalksteinbänke zum Opfer gefallen sind. Es ist dies ja bei den metasomatischen Lagerstätten der normale Fall.

Immerhin ist auch an den, an der Basis der Hangendgruppe mit graphitischen Schiefern wechsellagernden dolomitischen? Kalken eine teilweise Verdrängung durch Ankerit—Siderit nachzuweisen (vergl. die Analysen in RAKUSZ 61, p. 16). Die Tonschiefer und Quarzsandsteine der Hangendgruppe haben infolge ihrer lithologischen Beschaffenheit der Metasomatose kein geeignetes Material dargeboten. Die Versteinerungen der hangenden Michaeli-Schiefer sind aber des öfteren als Limonitpseudomorphosen erhalten, scheinen daher gleichfalls eine metasomatische Verdrängung durch Eisenkarbonate erlitten zu haben (vergl. auch in RAKUSZ 61, p. 16). An eine Oxydationsmetasomatose durch Eisenhydroxyd ist hier nicht gut zu denken. Schliesslich konnte ich in den alten Bauen zwischen dem Unteren Biengarten und Michaeli auch Glimmersandsteine der Hangendgruppe aufsammeln, die von Ankeritadern durchsetzt werden und das jüngere Alter des Aufsteigens der die Metasomatose bewirkenden Lösungen gegenüber der Hangendgruppe ausser allen Zweifel stellen.

Angeichts dieser Tatsachen kann den von AHLBURG erwähnten gelegentlichen Einschlüssen von zersetztem Spat und Ankerit in den Hangendgrauwacken keine ausschlaggebende Bedeutung beigemessen werden. Die mikroskopische Untersuchung der Gerölle des Grundkonglomerats hat es uns gelehrt, dass auch die Dioritgerölle stellenweise durch die Karbonate verdrängt werden. Analoge Prozesse an Kalksteingeröllen? der Hangendgrauwacke können uns demnach auch nicht wundernehmen.

2. Die infraoberkarbone Diskordanz.

Infolge des Erweises des mitteloberkarbonen Alters des ganzen Karbonprofils von Dobsina und des Nachweises eines nachmitteloberkarbonischen Alters der Metasomatose hat diese Frage viel an Bedeutung verloren. Neuestens hat sich auch Prof. J. WOLDRICH als Anhänger dieser Diskordanz bekannt und will in derselben und in dem damit verbundenen stratigraphischen Hiatus die Grenze zwischen dem Oberkarbon und Unterkarbon erblicken. In diesem stratigraphischen Hiatus, welcher das Unter- und Oberkarbon von einander trennt, glaubt Prof. WOLDRICH im Anschluss an AHLBURG die Metasomatose des Kalksteins in Ankerit-Siderit unterbringen zu dürfen (92, p. 16). Ein kritischer Vergleich der Fauna der Liegendschichten und jener des Hangendkomplexes führte aber Gy. RAKUSZ zu dem Resultat, dass ein grösserer Altersunterschied zwischen den Liegend-Schichten und den Hangend-schichten auszuschliessen sei (61, p. 142).

Was nun die fragliche Diskordanz anbelangt, habe ich mich selber diesbezüglich seinerzeit eines Urteils enthalten (68, p. 427). Dies hat seine folgenden Gründe. Bei der Verfolgung der Lagerung des Grundkonglomerates fallen uns buckelförmige Aufwölbungen, wie sie zuerst von AHLBURG beschrieben und abgebildet wurden, auf. AHLBURG brachte sie mit kleinen, die Infiltrationswege der Lösungen bildenden Verwerfungen in Verbindung (2, p. 381). Es ist einleuchtend, dass infolge des postkarbonen Alters der Metasomatose diese Verwerfungen und Aufwölbungen sich auch in der Hangendgruppe abbilden müssen. Dies ist eigentlich auch in AHLBURG's Profil der Fall, nur setzt er die Verwerfungen in der Hangendgruppe nicht fort und zeichnet zwischen die buckelförmigen Aufwölbungen die flachen, muldenartigen Einsenkungen des unterlagernden Ankeritstockes ein (2, p. 379). Nun muss das erwähnte

Profil AHLBURG's leider als ein ideales Sammelprofil bezeichnet werden, das nicht so sehr ein tatsächlich beobachtetes Bild, als die Vorstellung, die sich AHLBURG über den Charakter der Lagerstätte zurechtgelegt hat, veranschaulicht. Als ich z. B. zwei Jahre später die Massörter besuchte, war an der Westwand, die wohl AHLBURG der Anlage seines Profils zugrunde legte, weder das Grundkonglomerat, geschweige denn der Liegenddiorit aufgeschlossen, da der Abbau naturgemäss nur bis zu den liegenden Ankeritbänken vorgenommen wurde. Und doch wird von AHLBURG hier ein Fehlen des Grundkonglomerates eingezeichnet! Ach vom Vorhandensein der flachen Mulden, wie sie AHLBURG, wohl zur besseren Verständnis in seinem Profil stark übertrieben darstellt, konnte ich mich nicht überzeugen. Auf einer Leiter an der vertikalen Abbauwand die Scheidungsgrenze der Ankerit—Sideritmasse und der Hangendgruppe verfolgend, habe ich nur mehrere Verwerfungen vorgefunden, die die Hangendgruppe samt ihrer Siderit—Ankeritbasis in kleinere Horste und Gräben zerstückelte.

Auch was die von Prof J. WOLDŘICH zur Veranschaulichung der Diskordanz beigefügte Photographie einer Abbauwand des Biengartens (92, Taf. I. Fig. 1) anbelangt, muss Verfasser gestehen, dass sie auf ihn nicht überzeugend wirken kann. Der zickzackförmige Verlauf der „Auflagerungsgrenze“ lässt eher eine Kombination von Auflagerung und Verwerfung vermuten.

Immerhin stellt sich im Hangenden der mittleren Kalkgruppe, um mit RAKUSZ zu reden (61, p. 141), ein epirogener Wendepunkt der Sedimentation ein und es kann auch die Möglichkeit einer vorübergehenden Trockenlegung nicht von der Hand gewiesen werden. Es soll daher das Vorhandensein einer geringfügigen Diskordanz, wie sie ja bei dem jähen Fazieswechsel naturgemäss erscheint, durchaus nicht bestritten werden, sie ist aber infolge der starken tektonischen Gestörtheit des Karbons verschleiert.²⁶ Allenfalls scheint dieser Wendepunkt in der Sedimentation auch mit einer Änderung in der Verteilung von Land und Meer verbunden gewesen zu sein und sind parallel mit dem Sandeinbruch der Hangendgruppe auch weiter südlich liegende Gebiete dem Sedimentationsraum einbezogen worden.

Durch die reichlich vorhandenen Überschiebungen sind dann die ursprünglich weiter auseinander liegenden Karbonpartien in unmittelbare Nachbarschaft gelangt. Es ist dies eine Vorstellung, zu der wir bereits bei der Besprechung des Intrusionsverbandes der voroberkarbonischen Intrusiva gelangt sind.

Es ist jedenfalls eine interessante Tatsache, dass auch der Sand- und Geröllbestand der Gesteine der Hangendgruppe einem kristallinen Gebirge entstammt, zu dessen Ableitung Gesteine der Zipser Decke nicht herangezogen werden können. Im Gegensatz zum liegenden Grundkonglomerat aber müssen sie bereits einen weiten Transport mitgemacht haben und es herrscht in ihnen der Quarz bei weitem vor.

e) Bemerkungen zur Verbreitung des Oberkarbons im Szepes—Gömörier Erzgebirge.

1. Das Kassaer Karbon.

Die Aufnahme der Wiener Geol. Reichsanstalt hat der Steinkohlenformation im Szepes—Gömörier Erzgebirge eine ziemlich ausgedehnte Verbreitung zugeschrieben. In dieser Steinkohlenformation sind aber augenfällig mehrere heterogene Bildungen mitinbegriffen, die bereits V. UHLIG zu folgender

²⁶ MATEJKA und ZELENA haben gelegentlich einer Kontrolle der Angaben AHLBURG's auch eine schwach ausgesprochene Diskordanz der Sandstein- und Schiefergruppe gegenüber dem „Magnesitkarbon“ festgestellt (46, p. 80). Es ist mir dabei nicht völlig klar, in welches Niveau diese Diskordanz zu liegen käme.

Äusserung veranlassen: „Dieser Reichtum der petrographischen Entwicklung lässt vermuten, dass hier mehr als eine Stufe des Karbonsystems entwickelt ist“ (83, p. 664—665).

Diese weite Fassung des Karbons fusst in der Hauptsache auf den geologischen Aufnahmen von D. STUR. Dieser ausgezeichnete Forscher schied zwischen den von ihm abgegrenzten beiden kristallinen Massiven, jenem des Volovec und jenem des Branisko längs der Hauptstrasse des Gebietes noch eine etwa 6·5 km breite Grenzregion aus (77, p. 388). Als älteste Formation dieser Grenzregion galt bei STUR die Grünschieferserie. Letztere konnte er aber nur in der südwestlichen Hälfte der Grenzregion und in Anlehnung an den Volovec-Massiv auffinden und sie hat sich auch tatsächlich als ein integrierender Bestandteil des Volovec-Massivs erwiesen. Die andere Hälfte der Grenzregion ist vorherrschend aus Gesteinen zusammengesetzt, die von STUR dem Rotliegenden zugerechnet wurden. Dieser mittlere permische Hauptzug, der sich mit der „roten Serie“ von ZELEŇKA deckt,²⁷ wird aber nach STUR sowohl nach N, als auch nach S zu von je einem, nur lokal zutage tretenden Streifen der Steinkohlenformation umsäumt. Bereits von STUR wird der so sehr verschiedene Charakter der einzelnen, von ihm zur Steinkohlenformation zugerechneten Vorkommnisse betont (77, p. 404).

Neuerlich hat ZELEŇKA gelegentlich der Neuaufnahme der Umgebung von Kassa (Košice) innerhalb der Steinkohlenformation STUR's zwischen „Magnesitkarbon“ und „Konglomeratkarbon“ unterschieden, wobei unter „Magnesitkarbon“ die mit Magnesitlagerstätten verbundene, marine Schichtenfolge des Roten Berges (382·8 m) bei Kassa gemeint wird. Diese Schichtenfolge bildet zweifellos ein Gegenstück des Dobsinaer Karbons und ihr mariner Charakter wird durch Krinoidenkalke, gelegentliche Funde von dicken Krinoidenstielgliedern, *Bellerophon* sp. u. s. w. sichergestellt (vergl. 67, p. 272). Auch von ZELEŇKA wird das „Magnesitkarbon“ mit den Dobsinaer Kalken, Schiefern u. s. w. parallelisiert²⁸ und nach der Altersbestimmung von FRECH in das Unterkarbon verlegt, während das „Konglomeratkarbon“ den die orberkarbonen Pflanzen führenden Hangendschichten von Dobsina zur Seite gestellt wird (97, p. 181). Die Lagerung des „Magnesitkarbons“ bei Kassa ist übrigens nach den Untersuchungen von ZELEŇKA eine abnormale, sein Verhältnis zum „Konglomeratkarbon“ konnte nicht entschieden werden, da die zwei Karbontypen nach ZELEŇKA von einander unabhängig auftreten (1. c., p. 181). Wie ich es aber bereits in meinem Aufnahmsberichte für 1914 nachgewiesen (69, p. 418) und im vorangehenden eingehender erörtert habe, ist bei Dobsina eine derartige Trennung von marinem und pflanzenführendem Karbon untunlich. Allenfalls muss festgestellt werden, dass nur das karbone Alter des „Magnesitkarbons“ durch Fossilienfunde als gesichert betrachtet werden kann, wobei aber das oberkarbone Alter des „Konglomeratkarbons“ durchaus nicht bezweifelt werden soll. Inwiefern Transgressionen und Verfrachtungen, wie wir sie bei der Beschreibung des Dobsinaer Karbons wahrscheinlich gemacht haben, auch beim Kassaer Karbon eine Rolle spielen, mag dahingestellt bleiben.²⁹

²⁷ Nach den Untersuchungen von ZELEŇKA steht die „rote Series“ auch mit Porphyroiden in Verbindung (93, p. 24) und wird allgemein von der Zipser Decke überschoben.

²⁸ Die Bezeichnung „Magnesitkarbon“ wird von D. ANDRUSOV und A. MATĚJKA auch auf das Dobsinaer Karbon übertragen. Dieser Vorgang ist nicht zu billigen, da ja das Dobsinaer Karbon durchaus keine Magnesitisierung aufweist, andererseits aber bei Kassa in der im Liegenden des Karbons auffindbaren metamorphen Serie auch körnige Kalke teilweise der Magnesitisierung anheimgefallen sind.

²⁹ Nach den Untersuchungen von ZELEŇKA treten die beiden von ihm unterschiedenen Karbone selbständig auf und nur bei Dobsina würden sie beide einer tektonischen Einheit angehören (97, p. 181).

Indessen kann nur der von STUR unterschiedene nördliche Karbonzug oder der Kassaer Karbonzug tatsächlich dem Oberkarbon zugezählt werden. Bei dem von STUR unterschiedenen südlichen Karbonzug ist dies nicht der Fall. Tatsächlich sind nach der Beschreibung STUR's im petrographischen Charakter der Leitgesteine des nördlichen und des südlichen Zuges wichtige Unterschiede vorhanden. Der liegendere Teil der Konglomerate des Nordzuges z. B. „zeigt eine grüne Grundmasse und zeichnet sich durch den Inhalt an sehr grossen Geröllen von Quarz, Amphibolit und dioritischen Gesteinen aus, die mit der Grundmasse sehr innig verbunden sind“ (77, p. 405). In ihrem Geröllbestand schliessen sich daher diese Gesteine dem Dobsinaer Grundkonglomerat innig an. Die Gesteine des Südzuges aber kennzeichnen sich nach STUR „vorzüglich durch ein rotgefärbtes oder wenigstens rotgeflecktes Bindemittel“ (1. c., p. 406). Wie es ferner in einem folgenden Abschnitt eingehender dargestellt werden soll, weisen diese Gesteine auch einen völlig abweichenden Geröllbestand auf und sind als kontinentale Bildungen aufzufassen. Ich vermute daher in diesen Gesteinen in Übereinstimmung mit ILLES u. A. das Untere Perm, jedenfalls aber eine von unserem Oberkarbon verschiedene Gruppe.

Dass aber auch bei dieser Auffassung dem Südsaum der Grenzzone STUR's — abgesehen von Dobsina — auch Konglomerate vom Dobsinaer oder Kassaer Typus nicht fehlen, soll durch die Beschreibung der Bindter Konglomerate erwiesen werden.

2. Das Bindter Konglomerat.

Anlässlich eines flüchtigen Besuches der Bergkolonie Bindt ist mir im Jahre 1905 auf der Halde des Stephani-Stollens ein aus der Grube stammendes Granitmaterial aufgefallen (67, p. 274) und ich glaubte auf Grund dieses Fundes auf das Auftreten von Granitgängen in der Grube folgern zu dürfen. Das eingehendere Studium der Bindter Gruben durch J. AHLBURG hat diese meine Vermutung nicht bestätigt und es stellte sich heraus, dass das von mir aufgefundene Granitmaterial einem groben Konglomerat entstammt, das nach AHLBURG grosse Gerölle kristalliner Schiefer, Glimmerschiefer, Granite etc. enthält (2, p. 394). Die Bezeichnung „Grünsteinkonglomerat“, mit welcher AHLBURG dieses Konglomerat anführt, liesse eigentlich auf das Vorherrschen von Grünstein unter den Geröllen schliessen.

Im Jahre 1929 hatte ich Gelegenheit dieses Konglomerat an der Erdoberfläche zu studieren. Es wird gegenwärtig als „Kotterbacher Konglomerat“ bezeichnet, mit welchem Namen es nach der Mitteilung vom Herrn Oberinspektor LUDWIG ERTL von dem deutschen Beratungsgeologen Dr. HENKE belegt wurde. Die Bezeichnung Dr. HENKE's beruht auf dem Umstand, dass das fragliche Gebilde von ihm zuerst — allerdings nur in Bruchstücken — S-lich von Kotterbach (= Ötösbánya) aufgefunden wurde.³⁰ Da indessen das Auffinden des Konglomerats auf der Bindt durch J. AHLBURG den Studien HENKE's um mehr als ein Jahrzehnt vorangegangen ist und dasselbe in der Umgebung der Bindt ausgezeichnet entwickelt und zu studieren ist, möchte Verfasser der Bezeichnung „Bindter Konglomerat“ den Vorrang einräumen.

³⁰ Das in der Rede stehende Konglomerat war aller Wahrscheinlichkeit nach bereits ZEUSCHNER bekannt, wurde aber von ihm — wie das Konglomerat von Jeckelsdorf — als einschliessführender Gabbro aufgefasst. Vergl. (90, S. 621-622), wo unter anderem folgendes zu lesen ist: «Die zackigen Felsen, welche aus dem Plateau Krywe Pole oberhalb Kotterbach hervorrage, enthalten Bruchstücke verschiedener Grösse von Glimmerschiefer, im Durchmesser 1—3 Zoll lang; sie haben gewöhnlich eine glatte Oberfläche». Der auf der alten Spezialkarte als Kriwe Pole bezeichnete Abschnitt der Wasserscheide zwischen den Flüssen Göllnitz und Hernád S-lich von Kotterbach liegt tatsächlich etwa in der streichenden Verlängerung des Bindter Konglomerates. Ich konnte diese Stelle leider nicht besuchen.

Das Bindter Konglomerat ist ein äusserst zähes, ungeschichtetes Gestein von massiger Textur, das an der Erdoberfläche meist in grossen Blöcken erscheint. Gewöhnlich herrschen die bis faust-, seltener bis kopfgrossen Gerölle an Menge vor. Sie besitzen meist eine elliptische, vollkommen abgeundete Gestalt; ihr Material ist vorherrschend ein dunkelgrüner Amphibolit, untergeordnet auch ein



Fig. 9. Photographie eines Handstückes des Bindter Konglomerats.

leukokrater Gneis und Quarz. Das Bindemittel ist sandig, von hellgrünlicher Farbe und entsprechend den vorherrschenden Amphibolitgeröllen weist das ganze Gestein einen grünlichen Farbenton auf.

Die Gerölle sind mit dem Zement fest verkittet und infolge des vorherrschend gleichen Farbentones gelangt der Konglomeratcharakter in allen seinen Einzelheiten meist nur auf verwitterten Oberflächen deutlich zur Geltung.

Mit Zunahme des Zements geht das Konglomerat in einen grünlichgrauen, muskovitführenden

Sandstein über, der eisenschüssig verwittert. Derselbe ist auch äusserst zähe und kann bei oberflächlicher Untersuchung leicht mit den Grünsteinen verwechselt werden.

Die mikroskopische Untersuchung einiger Gerölle des Konglomerates liess folgende Gesteinstypen feststellen.

Zoisitamphibolit. Diese Abart bildet die vorherrschenden dunklen Gerölle mit überwiegender Hornblende. In meinem Dünnschliff dürfte die Menge der Hornblende auf etwa $\frac{2}{3}$ des Gesteins eingeschätzt werden. Die Struktur ist eine granoblastische. Die 0.2–1.7 mm langen Stengel der gemeinen *Hornblende* sind grob-parallel angeordnet, neben vorherrschenden Längsschnitten lassen sich auch Querschnitte beobachten. Auslöschungsschiefe 17° . Den zweitverbreitetsten Gemengteil bilden 0.3–0.8 mm lange, gedrungene Säulchen der *Zoisit*-familie; einzelne Individuen zeichnen sich durch feinstengelige Einschlüsse aus. Untergeordneter treten in Linsen noch *Quarz* und *Albit*, akzessorisch *Apatit* auf.

Feldspatamphibolit. In der Probe herrscht der *Plagioklas* in der Zusammensetzung vor. Derselbe weist die üblichen Zwillingsgesetze auf und lässt mitunter einen inversen Zonenaufbau erkennen. Senkrecht zu α orientierte derartig aufgebaute Individuen lassen im Kern die Auslöschungsschiefe -5° , im Saum eine solche von $+7^\circ$ messen. Der *Plagioklas* ist teilweise wolkig getrübt (feine „*Zoisit*-besen“). Gemeine *Hornblende*, *Chlorit*-pseudomorphosen (nach *Granat*?), weingelbe Körnchen von *Rutil*, *Leukoxen* und *Apatit* vervollständigen die Mineralassoziation.

Ortho-Glimmerplagioklasgneis. Das leukokrate Gestein besitzt eine Korngrösse bis 1 mm und eine granoblastische Struktur mit linsen- und lagenförmiger Verteilung der Gemengteile. Der vorherrschende Gemengteil ist ein *Albit-Oligoklas* mit Auslöschungsschiefe -2° bis -6° in Schnitten $\perp \alpha$. Er führt Einschlüsse von *Quarz*, ist meist frisch, mitunter bei Ausscheidung von *Glimmer*-lamellen entmischt. *Orthoklas* fehlt, er wird aber gleichsam durch *Schachbrettalbit* ersetzt. Der *Schachbrettalbit* tritt in geringer Menge auf und bildet meist Säume um den *Albit-Oligoklas*. Der ziemlich reichliche *Quarz* tritt teils selbständig in Linsen, teils mit dem *Plagioklas* vermengt auf. Unter den nicht eben reichlich vorhandenen *Glimmern* herrscht der *Muskovit* vor, der seltenere *Biotit* schliesst sich meist dem *Muskovit*, ihn umsäumend an. Die *Glimmer* sind mehr oder weniger parallel angeordnet, doch können sie sich auch quer zur Parallelstruktur stellen.

In dem geschilderten mikroskopischen Bilde der frischerhaltenen Gerölle des Bindter Konglomerates kann uns das Fehlen von *Eisenerz* und die reine Kristalloblastese der mineralischen Komponenten auffallen. Nebst den frischerhaltenen Geröllen finden sich auch solche Amphibolitgerölle, deren Gemengteile in ein Gemenge von *Serizit*, *Chlorit* und *Kalzit* übergegangen sind und auch solche von serizitisiertem *Gneiss*. Letztere hellgrünlichgrauen Gerölle lassen mit unbewaffnetem Auge nur *Quarz*-körner erkennen und gemahnen beim ersten Blick an gewisse Porphyroide. Eine mikroskopische Untersuchung belehrt uns aber darüber, dass der *Quarz* nur die nach völlig serizitisiertem Feldspat sich erübrigenden Lücken erfüllt, wir daher auf einen feldspatreichen *Gneiss* als Ausgangsmaterial schliessen müssen.

Die mit dem Konglomerat vergesellschafteten geröllearmen oder geröllefreien *Sandsteine* erwiesen sich u. d. M. als chloritische Grauwacken. Das Gestein verdankt seinen grünen Farbenton einem chloritischen Bindemittel, das einen zusammenhängenden Untergrund bildet, in dem die übrigen Komponenten eingebettet erscheinen. Letztere sind: eckig begrenzte und undulös auslöschende *Quarzkörner*,

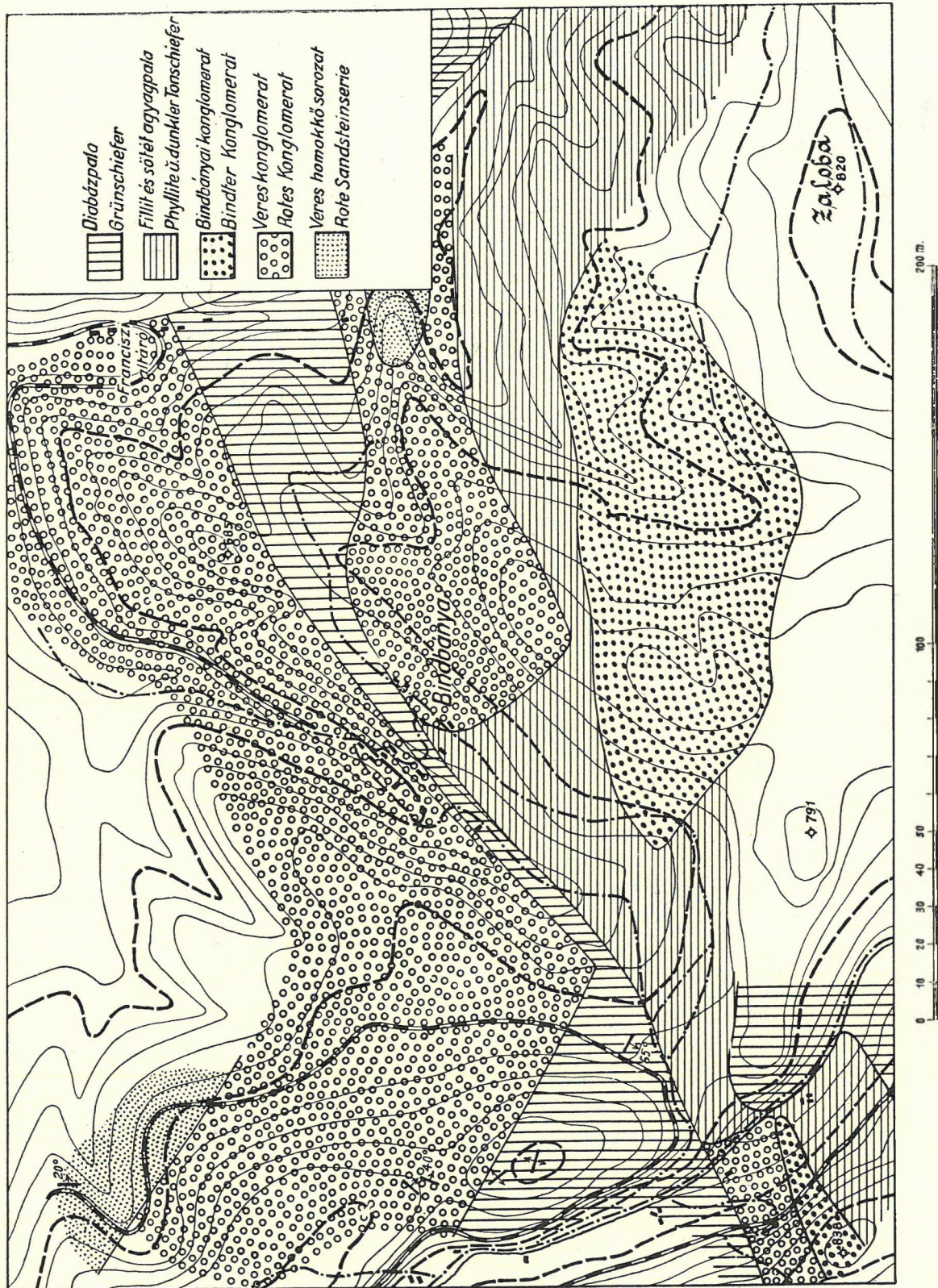


Fig. 10. Geologische Kartenskizze der Umgebung der Bergkolonie Bindbánya.

undulöse *Muskovitschuppen*, *Chlorit* und *Kalzit*-*Serizit*pseudomorphosen nach *Biotit*, spärliche, eckig begrenzte *Plagioklaskörnchen*, kleine Gerölle von *Quarzit* und solche von *Plagioklasgneis*. *Rutilnadelchen*, *Kalzit* und *Leukoxentupfen* vervollständigen die mineralogische Zusammensetzung. All diese Komponenten werden — wie erwähnt — durch Chlorit verkittet und da letzterer sich des öfteren auch in die Trennungsfugen der Körnchen eingefressen hat, wird die sedimentäre Struktur des Gesteins stark verschleiert.

Trotz eifrigen Nachforschens konnte ich weder im Konglomerat, noch im Sandstein Versteinersungsspuren auffinden. Die völlig abgerundete Form der Gerölle weist allenfalls auf eine marine Küstenbildung hin.

Eine grosse Ähnlichkeit zwischen den eben geschilderten Bindter Konglomeraten und dem Dobsinaer Grundkonglomerat kann nicht verkannt werden. Im allgemeinen ist das Bindter Konglomerat in einer bedeutenderen Mächtigkeit entwickelt und weist durchschnittlich einen gröberen Geröllbestand auf. Während aber der Geröllbestand des Dobsinaer Grundkonglomerats sich in der Hauptsache aus dem das unmittelbare Liegende bildenden Amphibolit-Dioritstock rekrutiert, ist beim Bindter Konglomerat dies nicht der Fall. Immerhin kommt zwischen den hierorts beschriebenen und dem von ZEUSCHNER vom Krive Pole erwähnten Konglomeratvorkommen das von KETTNER N-lich von Merény (Vondrisel), am Sajkan (Höhenpunkt 928 des Nebenrückens) entdeckte Gabbrovorkommen (40) zu liegen. Inwiefern dieses Vorkommen zur Ableitung des Geröllbestandes des Bindter Konglomerates herangezogen werden darf, könnte nur durch ein vergleichendes petrographisches Studium entschieden werden.

Allenfalls muss uns — wie beim Dobsinaer Grundkonglomerat — auch hier die Abwesenheit der Hauptgesteine der Zipser Decke auffallen.

Beiliegende Kartenskizze veranschaulicht die geologischen Verhältnisse des von mir begangenen Teiles der Kolonie Bindt.³¹ Mit der geologischen Position des Konglomerats möchte ich mich nicht befassen, da ich zum Studium der Grubenaufschlüsse, über welche wir AHLBURG einige Details verdanken (2, p. 393), keine Gelegenheit hatte.

Im Gölnitz-Tal wurde von D. STUR auch S-lich von Nagykcncfalva (Helmanovec) innerhalb der Porphyroidzone eine Karbonscholle verzeichnet. GY. RAKUSZ konnte dieselbe besuchen und hat sie aus stark gepresstem phyllitischem Quarzkonglomerat und aus dunklen Schiefern zusammengesetzt gefunden, welche Gesteine auch in dem die Grenzzone nördlich begrenzenden Karbonzug (Konglomeratkarbon ZELENKA's) erscheinen.

f) Zur Altersfrage des Dobsinaer Karbons.

Seit den Untersuchungen von GY. RAKUSZ sind über das Alter des Dobsinaer Karbons auch andere, mehr oder weniger abweichende Ansichten laut geworden. Einesteils möchte V. SUŠTA auf Grund der Flora für das Dobsinaer Karbon das Westphalien A—B anstatt des von RAKUSZ festgestellten Westphalien C fordern (78).

Zu einer entgegengesetzten Ansicht sind ULRICH und BOUČEK gelegentlich der Bearbeitung der Fauna des südwestlichen Magnesitkarbonzuges gelangt. Die beiden Autoren glauben sich berechtigt,

³¹ Meine Karte weicht von einer im Manuskript beim Grubenamt Bindtbánya vorliegenden Karte des Beratungsgeologen HENKE nur in gewissen Details ab.

nicht nur den südwestlichen Magnesitkarbonzug,³² sondern auch das Dobsinaer Karbon in das oberste Stephanien (Niveau der *Schwagerinen* im Ural) verlegen zu dürfen (86, p. 19). Ich glaube diesen Vorgang als zumindest recht verfrüht bezeichnen zu müssen. Die für die Entscheidung des näheren Alters allein in Betracht kommende Fauna hat der Magnesitbruch von Ratkovská Suchá geliefert. Von den genauer bestimmbareren Formen ist *Productus cora* und *Dialesma plica* für die Entscheidung der Frage belanglos, die Entscheidung des Niveaus beruht auf der Bestimmung des *Spirifer rectangulatus* KUT., ferner eines *Conocardium*'s, das an eine von TSCHERNYSCHEW aus den Schwagerinenschichten des Ural abgebildete *Conocardium* sp. erinnert. Diesen zwei Formen gegenüber stehen bei RAKUSZ 31 mehr oder weniger näher bestimmte Formen, von denen 26 auf eine Parallelisierung mit dem Samarien des Donezbeckens hinweisen, die übrigen kommen teils in älteren, teils in jüngeren Schichten vor (61, p. 153).

In Angesicht dieser Tatsache muss ich es gestehen, dass mir die allerdings nur kurz hingeworfene Meinung der Verfasser ziemlich unverständlich ist und es einer eingehenderen Begründung bedürfte, um über diese Frage diskutieren zu können.

Es mag nur noch erwähnt werden, dass die von BOUČEK beschriebene Fauna der Magnesitzone nicht ohne weiteres mit der Gesamtfaua von Dobsina verglichen werden kann. Wie es RAKUSZ eingehender dargestellt hat, stammt die Dobsinaer Fauna aus mehreren zeitlich und faziell voneinander verschiedenen Fossilienhorizonten und die Fauna von Ratkovská Suchá könnte nur mit einem dieser Horizonte parallelisiert werden.³³ Demnach kann dem von ULRICH und BOUČEK betonten Fehlen der Cephalopoden und Trilobiten in der Fauna von Ratkovská Suchá überhaupt keine Bedeutung zugeschrieben werden. Cephalopoden sind bei Dobsina nur im Mergelschiefer des Jerusalem-Berges reichlicher anzutreffen und schon im Michaeli-Sandstein äusserst selten. Die Trilobiten sind aber nur glückliche Gelegenheitsfunde. Demnach wird man erst, wenn das Gesamtprofil des Magnesitkarbons erfasst und seine verschiedenen Niveaus durch reichlichere Faunen belegt sein werden, zu einem ernstlichen Vergleich der beiden Karbonprofile schreiten können.

E) DIE KONGLOMERATZONE (PERM ?)

Als Perm wurde auf unserer Karte eine Schichtenfolge ausgeschieden, über deren Alter — wie es bereits bei der Beschreibung des Karbons mehrfach erwähnt wurde — die Meinungen noch weit auseinandergehen. Es ist dies die C-Gruppe des Obersilurs von KISS, das Karbonkonglomerat von VOIT, das Devonkonglomerat von WOLDŘICH u. s. w.

Wir wollen uns vor allem mit der lithologischen Beschaffenheit der Hauptgesteinstypen vertraut machen. Auf unserer Karte besitzt das Perm drei Hauptverbreitungsgebiete.

Das erste Verbreitungsgebiet liegt in der Nordwestecke unserer Karte (Umgebung des Schwarzen-

³² Wie bekannt, wurde die Fossilführung des Magnesitkarbons von J. AHLBURG entdeckt, indem es ihm, wie er schreibt, bei Mártonháza (Ochtina) gelungen war »in den Schiefen unter dem Kalke die bekannte Dobsinaer Fauna wieder aufzufinden« (2, p. 403). Ich habe mich seinerzeit bemüht, das von AHLBURG gesammelte Material für Gy. RAKUSZ von der Preuss. Geol. Landesanstalt zu beschaffen, dasselbe konnte aber im Nachlass J. AHLBURG's nicht aufgefunden werden. Auch das von Prof. VITÁUS seinerzeit in Mártonháza aufgesammelte Material war RAKUSZ nicht mehr zugänglich.

³³ In Anbetracht der reichlichen Korallenführung und der Wechsellagerung mit Graphitschiefen des Fundortes Ratkovská Suchá könnte ein Vergleich mit dem Fossilienhorizont d des Dobsinaer Normalprofils in Betracht kommen. Die Parallelisierung wird aber durch die Korallen nicht unterstützt, da sie verschiedenen Gattungen angehören.

bergs) und dieses bildet, wie es noch später begründet werden soll, die Westendigung jenes mächtigen Gesteinszuges, der die Nordstirn der halbmetamorphen älteren Gesteine des Szepes—Gömörer Erzgebirges umsäumt. Das mittlere Verbreitungsgebiet liegt Ö-lich und S-lich von Dobsina (Umgebung des Tiefen-
gründels, Scharfenbergs u. s. w.) und das dritte S-lich vom Sajó-Fluss.

Die Gesteinsfolge lässt sich auf Grund ihrer petrographischen Zusammensetzung in eine untere, durch das Auftreten von Konglomeraten und Brekzien gekennzeichnete Konglomerat-Brekzien-
gruppe und eine obere Sandstein- und Schiefergruppe einteilen.

a) Untere Konglomerat-Brekzienserie.

In dieser, durch die wichtige Rolle grobklastischer Gesteine gekennzeichnete Gruppe hat der Verfasser noch zwei Untergruppen unterschieden (68, p. 439). Eine untere Gruppe umfasst die roten bis aschgrauen Grauwackekonglomerate, eine höhere aber Quarzbrekzien, welche letztere sich auch durch eine häufigere Führung von Quarzporphyrgeröllen auszeichnen.

1. Grauwackekonglomerate.

In der Zusammensetzung dieser Untergruppe nehmen ausser den Grauwackekonglomeraten auch feinerklastische Gesteine teil. Durch Abnahme der Rollstücke gehen nämlich die Konglomerate in Grauwacken und Grauwackeschiefer über. Die Beteiligung der Schiefer—Sandstein-Zwischenlagerungen ist infolge der fehlenden Aufschlüsse nicht genau einzuschätzen, da das Gelände von Blöcken der der Verwitterung widerstehenden grobklastischen Gesteine bedeckt ist. An manchen Stellen spielen aber die feinklastischen Glieder, wie es z. B. die Aufschlüsse der zur Dobsinaer Eishöhle führenden neuen Autostrasse beobachten lassen, eine wichtige Rolle. Sie weichen von den Gesteinen der höheren Gruppe nicht ab, daher sie besonders nicht beschrieben werden sollen. Wir wollen eingehender nur die petrographischen Kennzeichen des Leitgesteines: des Grauwackekonglomerates beschreiben.

Dieselben lassen die Wirkungen einer mehr oder minder intrusiven Pressung erkennen und besitzen in der Regel ein reichliches sandiges, rotes, rotviolett, bis aschgraues Bindemittel. Die Grösse der Rollstücke schwankt zwischen 0.5—5 cm, kann aber auch bis 10 cm anwachsen; ihre Gestalt ist meist flachabgerundet, seltener auch kantig. Ihr Material bildet vorherrschend Quarz, ferner ein hellgrünlichgrauer schieferiger *Serizitquarzit*, wodurch in Verbindung mit der intensiven rotviolettten Färbung des Bindemittels das bunte Äussere des Gesteines bedingt wird.

Des weiteren sind unter den Rollstücken noch vertreten: weisse feinkörnige Quarzitsandsteine, hell- bis dunkelbräunliche, fein- bis grobkörnige Quarzsandsteine, Quarzarkosen, Magnetitoktaeder-führende fleckige Quarzite und an der Südlehne des Schwarzenberges haben sich auch Rollstücke eines bräunlich verwitternden, mit Salzsäure nur schwach aufbrausenden feinkörnigen Kalksteins aufgefunden.

Von diesen Rollstückmaterialien erregt in erster Linie das als schieferiger *Serizitquarzit* bezeichnete unsere Aufmerksamkeit, indem es völlig an stärker schieferige Porphyroide gemahnt. Die für die Porphyroide kennzeichnenden normalen Einsprenglinge konnte ich aber in ihnen nicht vorfinden. Die mikroskopische Untersuchung eines derartigen, auf der Halde des Julius-Erbstollens gesammelten Geröllstückes brachte folgende Ergebnisse:

Die Hauptmasse wird von feinem Quarzit gebildet, der in einer Richtung von *Serizitschüppchen* durchzogen wird; seltener sind vereinzelte *Serizitschüppchen* auch quer angeordnet. Rein aus *Serizit*

bestehende Stellen könnten als Pseudomorphosen nach *Feldspat*, aus *Leukoxen=Jimonit* bestehende als solche nach *Biotit* gedeutet werden. Bei gesenktem Beleuchtungsapparat vermeint man die schleierhaften Umrisse einer primären Aschenstruktur zu erkennen. In dieser Hauptmasse sitzen nun 0·1–0·4 mm grosse, oft bogenförmige Begrenzungen aufweisende Quarzkörnchen, die deutlich den Splittercharakter der zerborstenen Eruptivquarze an sich tragen. Sie lassen noch keine, oder nur eine schwache undulöse Auslöschung erkennen und ihnen haften des öfteren etwas gröberschuppige Serizitbärte an.

In vollem Einklang mit ihrer Gesteinstracht können daher diese hellgrünlichgrauen Serizitquarzite als dislokationsmetamorphe Aschentuffe von Quarzporphyr gedeutet werden.

Dass in der Zusammensetzung des die Gerölle spendenden Gebirges auch bereits gepresste Quarzporphyre eine Rolle spielten, konnte auch durch gelegentliche Geröllfunde nachgewiesen werden. Namentlich ist es dem Verfasser gelungen, auf dem südlichen Konglomeratgebiet, Östlich vom Radzim-Gipfel am rechten Ufer des Cipova-Baches in dem violetten Konglomerat Porphyroidgerölle aufzufinden. Eines derselben weist bei einer Länge von 6 cm dieselbe flach abgerundete Form auf, wie sie für die übrigen schieferigen Gerölle kennzeichnend ist.

2. Quarzporphyreinschlüsse führende Konglomeratbrekzie.



Fig. 11. Quarzporphyr-Dreikanter aus der Brekzie. Steingeräusch, Dobsina.

Dieses interessante Gestein scheint Zwischenlagerungen im hangenden Sandstein-Schiefer zu bilden. Als seine Hauptfundstellen sind der Scharfenberg, Galgenberg, Steingeräusch und Schwarzenberg zu nennen. Es ist dies eine meist grobe Brekzie mit spärlichem Bindemittel. Die Rollstücke erreichen eine Grösse von 6 cm, seltener bis 10 cm, ihr Hauptmaterial ist *Quarz* mit meist kantiger Begrenzung und gar nicht selten *Quarzporphyr*, seltener auch *Quarzsandstein*. Das Bindemittel ist meist feinkristallin, gelblich-braun oder hellgelblich gefärbt und setzt sich aus denselben Komponenten, hauptsächlich aus *Quarz* zusammen. Das ganze Gestein wird hin und wieder von Quarzadern durchsetzt.

Die Quarzporphyrrollstücke weisen oft die Gestalt typischer „Dreikanter“ auf (Fig. 11). Sie legen dadurch Zeugenschaft ab, dass sie unter ariden klimatischen Verhältnissen der schleifenden Wirkung des Windes unterworfen waren. Ihr Material ist violettrot, rot, seltener hellgrau und sie lassen eine völlig intakte massige Textur erkennen. Aus der dichten Grundmasse heben sich reichlich schöne Quarzeinsprenglinge hervor, während die einstigen Feldspateinsprenglinge nur stellenweise durch eisenschüssig ausgewitterte Löcherchen angezeigt werden.

U. d. M. lassen die schöne Korrosionserscheinungen aufweisenden Quarzeinsprenglinge auch die leisesten Anzeichen einer Druckwirkung vermissen. Nach *Feldspat* finden sich nur meist mit *Glimmerschüppchen*, seltener auch mit *Quarz*, *Chlorit* und *Limonit* erfüllte Pseudomorphosen vor. Letztere sind hin und wieder partiellweise oder in ihrer Hauptmasse einer Verdrängung durch *Hämatit* erlegen, demzufolge stellenweise nur in der Kernpartie sich noch unverdaute Glimmerreste vorfinden.

Die Grundmasse ist ein mikropoikilitisches Gemenge von Quarz, dem sich auch feine farblose Glimmerschüppchen zugesellen und in der ganzen Masse finden sich feinverteilte Hämatitpartikelchen, denen das Gestein seinen rotvioletten Farbenton verdankt. Durch das Hämatitpigment werden auch die Konturen der Einsprenglinge fixiert und dadurch kann man mitunter feststellen, dass die bei der Umkristallisation der Grundmasse freiwerdende Kieselsäure sich in paralleler Orientierung den Quarzeinsprenglingen ansetzte, so dass dieselben scheinbar mit poikilitischen Grenzen in die Grundmasse weiterwachsen.

3. Bunte Sandstein- und Schieferserie.

Wie erwähnt, geht das Konglomerat durch das Ausbleiben der Geröllstücke in Grauwackeschiefer über. Dabei stellen sich auch Sandsteine und Schiefer ein, die violettgraue, grellziegelrote,

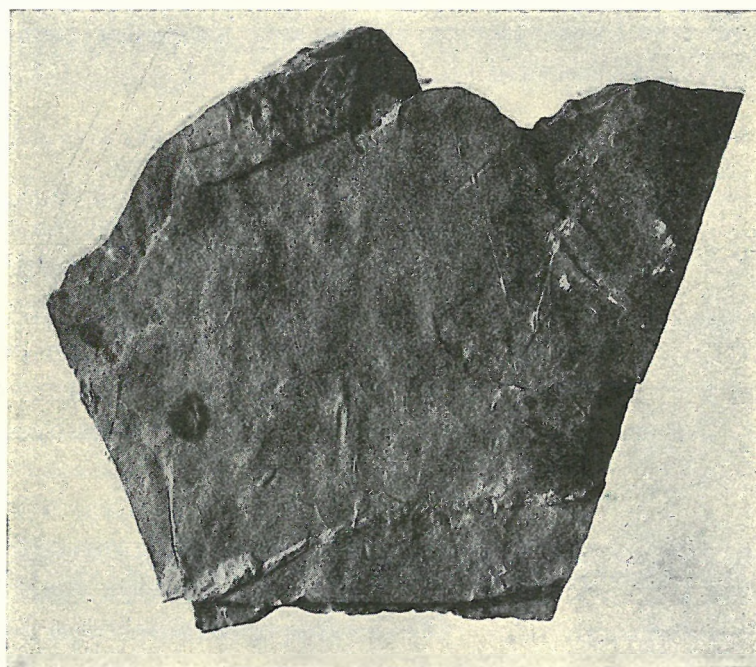


Fig. 12. Photographie der Schichtfläche des roten Sandsteins.

hellgrünlichgraue bis weisse Farbentöne aufweisen. Alle Glieder sind kalkfrei und brausen mit Salzsäure nicht auf.

Die Sandsteine sind feinkörnig und tonig bis quarzitartig; sie sind teilweise dünnplattig und zerfallen in 0.5—1 mm dicke Platten. Die Schichtflächen werden des öfteren von zusammenhängenden, einheitlich schimmernden Membranen feiner Muskovitschuppen bedeckt; rundliche, nicht schimmernde Flecke sind wohl fossile Regentropfen. Andere Schichtflächen lassen typische Rippelmarken erkennen. An einem roten Sandschiefer sind gerade, feinhöhrenförmige, sich dabei hin und wieder astartig verzweigende Bildungen zu beobachten (s. Fig. 12).

Wo sie, wie z. B. am Schwarzenberg das Nebengestein der Erzlagergänge bilden, sind sie

gebleicht, hellgrünlich und sind den Porphyroidschiefern nicht unähnlich (führen aber naturgemäss keine Einsprenglinge). Hin und wieder sind in ihnen limonitisierte *Pyrithexaeder* anzutreffen.

b) *Das Problem des Alters der Konglomeratzone.*

Von J. WOLDŘICH werden für das altpaläozoische und gegen das karbonische Alter der Gesteine der Konglomeratzone folgende Beweisgründe ins Treffen geführt (90, p. 6—7):

1. Die Konglomeratzone liegt im Liegenden aller anderen paläozoischen Zonen.
2. Wenn das Konglomerat permischen Alters wäre, so sollte es mit Wahrscheinlichkeit auch Bruchstücke der älteren Gesteine, wie Gabbro, Diabase, Chloritschiefer, Karbonkalke, Karbonschiefer u. s. w. enthalten, was aber nirgends festgestellt werden konnte.
3. Der von STUR als typischer Begleiter der Permschichten in den Karpathen angeführte Melaphyr fehlt unserem Gebiete vollständig.
4. In den rötlichen Schiefern der Konglomeratzone fand WOLDŘICH an einigen Stellen Pflanzenabdrücke, welche lebhaft an die von anderwärts bekannte altpaläozoische, insbesondere devonische Flora erinnern.
5. Die sicheren Karbonkonglomerate treten ohne jegliche Verbindung mit der Konglomeratzone auf. Es wäre das Nebeneinandersein zweier solcher petrographisch vollständig verschiedenen und stratigraphisch nicht zusammenhängenden Karbonfazies schwer zu erklären.

6. Es besteht keine Diskordanz zwischen den vermeintlichen Perm- und Karbonkonglomeraten und den älteren Formationsgliedern, wie man es doch zufolge der variszischen Faltung erwarten würde.

Diese Beweiskette scheint auf den ersten Blick eine derartig geschlossene, als ob eine andere Ansicht gar nicht aufkommen könnte. Bei einer kritischen Durchprüfung ist dies aber nicht der Fall. Es ist dabei angezeigt, zwischen zwei Fragen und zwar zwischen dem absoluten und dem relativen Alter, — letzteres bezogen auf die Grünschieferzone u. s. w. — zu unterscheiden.

Ad 1. Ich habe diesbezüglich bereits in meinem Aufnahmebericht (68, p. 439) entgegengehalten, dass dem Einfallen einer Zone in Anbetracht der tektonischen Durchbewegtheit des Gebietes keine ausschlaggebende Beweiskraft beigemessen werden könne und dass bereits bei Dobsina (z. B. in der Umgebung des Scharfenberges) die entgegengesetzte Lagerung aufzufinden sei. Auch habe ich die Aufmerksamkeit auf den Umstand gelenkt, dass im Ostteile der Karte von WOLDŘICH — wo seiner Auffassung nach das Normalprofil vorhanden wäre — als Begrenzungsfläche gegen das unmittelbare Hangendglied der Konglomeratzone: dem Porphyroid zu, allenthalben ein Erzgang verzeichnet sei, demnach der Kontakt der beiden Zonen als kein primärer gelten könne. Bewegen wir uns auf der Karte WOLDŘICH's weiter nach W, so fällt die Konglomeratzone in dem Abschnitt vom Stadtberg bis zum Hopfgarten unter den Amphibolit ein, beziehungsweise wird der Kontakt in den Profilen als eine ungerade Linie, die den Eindruck eines Intrusionskontaktes erweckt, verzeichnet. Nach der neueren Auffassung WOLDŘICH's über das Alter der Amphibolite (92, p. 13), müsste diese Begrenzungsfläche, insofern am Amphibolitcharakter dieser Zone festgehalten wird, als eine Überschiebungsfläche umgedeutet werden. Die nach N gerichtete Überschiebung der Amphibolitmasse des Gugl wird neuerlich von WOLDŘICH anerkannt und da er in seinen Profilen auch die nördliche Begrenzungsfläche der Konglomeratzone gegen die Triaskalkzone zu überall als eine Überschiebungsfläche darstellt, so ergibt sich aus

seiner Kartierung eine nach N gerichtete Schuppenstruktur. Allenfalls sind die Lagerungsverhältnisse nicht so einfach, als dass durch die Lage der nördlichen Konglomeratzone im Liegenden der übrigen paläozoischen Zonen bereits ihre Stratigraphie endgültig entschieden werden könnte.

Ad 2. Die Ableitung des Geröllbestandes der Konglomeratzone bildet eine der delikatesten Fragen der Geologie des Szepes—Gömörer Erzgebirges. Man muss sich in erster Reihe die Bildungsbedingungen zur Zeit ihrer Ablagerung vergegenwärtigen. Die vorherrschend rote Farbe und die sonstigen Kennzeichen der Sedimente tun es offenkundig dar, dass wir es mit kontinentalen=limnischen Bildungen zu tun haben. Der Ablagerungsraum der Sedimente spielte die Rolle eines Sammelbeckens. Die Hauptbezugsquellen der Sedimentmaterialien waren die vorhandenen Hochgebiete, während innerhalb des Sedimentationsgebietes nur eventuell vorhandene Erhebungen Lokalschotter beimengen konnten. Tatsächlich herrschen unter den Grobmaterialien der Konglomeratzone Gangquarz und Quarzite vor, die von einem langwährenden Transport zeugen, wobei die weniger widerstandsfähigen Komponenten zu Sand und Schlamm verarbeitet worden sind.

Trotz dieser ungünstigen Bildungsverhältnisse ist es uns gelungen, das jüngere Alter der Konglomerate im Vergleich zur Porphyroidzone festzustellen. Weitere diesbezügliche Daten hat das Studium der östlichen Fortsetzung der Konglomeratzone geliefert, deren erste Ausscheidung wir STUR verdanken.

STUR hat die Konglomeratzone am Nordrand des Szepes—Gömörer Erzgebirges bis nahezu nach Dobsina verfolgt, lässt sie aber NO-lich von Dobsina, N-lich vom Rabenseifen am Teufelskopf enden. Wie dies nun POSEWITZ und WOLDŘICH nachgewiesen³⁴, setzen sich die Konglomerate auch westwärts vom Teufelskopf kontinuierlich bis zu den bereits auf unserer Karte verzeichneten Vorkommnissen fort. N-lich vom Dobsch-Bach streicht der zusammenhängende Konglomeratzug in ONO-licher Richtung und seine Kontinuität wird erst nach 32 Kilometern, N-lich vom Vereshegy (Porács) unterbrochen, indem er unter der Triasdecke des Galmus-Gebirges verschwindet.

Die Konglomeratgesteine behalten, wie sich Verfasser in der Umgebung der Kolonie Bindtbánya überzeugen konnte, ihre geschilderten Charaktere vollauf bei. Dieselbe gepresste, geflaserte Gesteinstracht und Vorherrschen vom eckigem Quarz und weisslich=grünem Serizitquarzit im Geröllbestand. Entlang der Eisenbahnlinie Bindtbánya—Márkusfalu (Markusovče), etwa 450 Schritte unterhalb der Station Bindtbánya konnte ich auch Einschlüsse des so kennzeichnenden violetten massigen Quarzporphyrs einsammeln. Im Konglomerat der Wasserscheide gegen dem Eisen-Bach zu, O-lich von Bindtbánya habe ich auch rote, durch ihre Schwere auffallende Einschlüsse aufgesammelt, die den blutroten Strich des Roteisens aufweisen. Im Dünnschliff der Probe eines derartigen Einschlusses bilden die aggregierenden Gruppen des *Hämatits* nur etwa $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{6}$ Teil des Gesteins, den Hauptgemengteil bildet fein=wirrschuppiger *Serizit*, dem sich nur in kleinen Nestern und Linsen *Chlorit* zugesellt.

Ostwärts des Galmus-Gebirges schlägt die Richtung des wieder zutage gelangenden Konglomerates ins OSO-liche über. Über den Abschnitt von Korompa bis Margitfalu (Margizan) hat ZELENKA, der diese Konglomerate in das Karbon stellt, wichtige Neubeobachtungen veröffentlicht. Einerseits wird die entschieden transgressive und stark diskordante Lagerung über der Phyllit-Grünschieferserie betont,

³⁴ Übrigens hat bereits L. MADERSPACH als Liegendes des Johanni-Ganges eine in Konglomerat übergehende Grauwacke mit Quarz- und Tonschiefer einschlüssen, als Hangendes die Grünschieferserie festgestellt (45, p. 41).

andererseits werden als Gerölle ausser dem vorwiegenden *Quarz* auch *Phyllite*, metamorphe *Diabase* und vereinzelt auch sicherer *Porphyroid* angegeben (96, p. 25).

Aus eigener Anschauung ist mir die östliche Fortsetzung des südlichen Konglomeratzuges nur aus der Umgebung von Jekelfalu (Jaklovče) bekannt, woselbst die Konglomerat-Brekzie an der Südseite der Fahrstrasse Máriahuta—Jekelfalu in der „Schwarzes Kreuz“ genannten malerischen Felsgruppe ausgezeichnet aufgeschlossen ist. Diese Stelle war bereits ZEUSCHNER bekannt, das Gestein wurde aber noch als Gabbro gedeutet (98, p. 922). Auf unserer Orientierungsreise mit weil. DR. J. AHLBURG haben wir an dieser Stelle schon vor Jahren Grünsteingerölle aufgesammelt.

Die Konglomerat-Brekzie von Jekelfalu schliesst sich in ihrer Gesteintracht viel mehr jener der Konglomeratzone, als jener des Karbons an. Das reichlich vorhandene Bindemittel weist eine rötlich-braune, oder hellgrünlichgraue Färbung auf, die Gestalt der Einschlüsse ist kantig oder flach abgerundet. Letztere bestehen vorherrschend aus *Quarz* und *Quarzit* von verschiedener Grösse, ferner finden sich darunter hell- bis dunkelgrauer, mittel- bis grobkörniger *Quarzsandstein*, *Graphit-Serizitphyllit* und andere *Phyllite*, feinkörniger kristalliner *Kalkstein* und endlich auch *Grünstein*. Ein Dünnschliff eines Grünsteingerölles wies aber das Bild eines chloritisierten *Amphibolits* auf, dessen Zugehörigkeit zur Grünschieferzone nicht sicher behauptet werden kann. Bemerkenswert scheint es, dass dieses Konglomerat an mehreren Orten bereits dünne Zwischenlagerungen von roten, glimmerigen Sandschiefern enthält.

Eine weitere wichtige Entdeckung ZELENKA's bildet das Auffinden von mit den Konglomeraten wechsellagernden *Quarzporphyren* im Gebiete zwischen Korompa und Jekelfalu (vergleiche die Kartenskizze 96, p. 24). Die Textur dieser evident effusiven Quarzporphyre ist in den allermeisten Fällen eine mechanisch völlig intakte. Sie sind dunkelrot bis braun und weisen von *Limonit* und *Quarz* erfüllte Drusen auf. *Orthoklaseinsprenglinge* konnten nur in einem Fall festgestellt werden (l. c. p. 25—26).

Es ist nun naheliegend, die mit der Ablagerung der Konglomerate kontemporären Quarzporphyre zur Ableitung der Quarzporphyreinschlüsse derselben heranzuziehen.

Der Geröllbestand der Konglomeratzone weist allenfalls einen von jenem des Oberkarbons wesensverschiedenen Charakter auf. Während sich die Gerölle des oberkarbonen Grundkonglomerates aus vollkristallinen Gesteinen rekrutieren und auch noch das Material der groben Sandsteine der Hangendgruppe von einem kristallinen Gebirge abzuleiten ist, erscheinen in der Konglomeratzone ausser dem vorherrschenden Quarz-Gerölle halbmetamorphe Sedimente, dislokationsmetamorphe Effusiva und massige Quarzporphyre.

Wenn nun WOLDŘICH das Fehlen von Geröllen des Karbons in den Gesteinen der Konglomeratzone betont, kann andererseits das Fehlen der Gerölle der Gesteine der Konglomeratzone in den Karbonkonglomeraten hervorgehoben werden. Alles in allem ist die Entscheidung des gegenseitigen Alters der beiden Formationen auf diesem Weg bisher nicht gelungen.

Ad 3. Das Fehlen von Melaphyrzwischenlagerungen, die in der Niederen Tátra mit roten Schiefern und Sandsteinen auftreten, kann nur als ein Negativum verzeichnet werden. Im Sinne der Deckenlehre gehört übrigens die Niedere Tátra anderen tektonischen Einheiten an, demnach man eine abweichende Ausbildung des Perms auch nicht wundernehmen kann.

Ad 4. Die von WOLDŘICH aufgefundenen Pflanzenabdrücke würden für die Bestimmung des absoluten Alters der Konglomeratzone in erster Reihe in Betracht kommen. Indessen sind dieselben

leider nur schlecht erhalten und die vorsichtige Ausdruckweise WOLDŘICH's: „ich halte die genannten Pflanzenversteinerungen für nahe verwandt mit manchen Pflanzenresten des böhmischen Devons“ ist nicht geeignet, den Eindruck einer Sicherheit zu erwecken. Astartig verzweigende *Problematica* konnte ich gleichfalls auffinden und ähnliche Gebilde sind mir auch im Perm der Bihar—Kodru—Moma-Gebirge bekannt geworden.

Ad 5. In diesem Punkt befinde ich mich mit WOLDŘICH in völliger Übereinstimmung und scheide die Konglomeratzone vom Stephanicum scharf ab.

Ad 6. Bezüglich des Fehlens einer Diskordanz zwischen der Konglomeratzone und den hier als Voroberkarbon betrachteten Formationsgliedern kann folgendes bemerkt werden. Die voroberkarbonen Gesteine kennzeichnen sich durch eine phyllitische Sekundärschieferung. Eine primäre Diskordanz ist demzufolge schon auf Grund dieses Metamorphosehiatus offenkundig und wird durch das gelegentliche Auffinden fertiger Porphyroid-, Grünschiefer- und Phyllitgerölle zur Gewissheit. Damit steht auch jener Umstand im Einklang, dass Intrusionen der Granit—Amphibolitreihe, die gelegentlich in den präkarbonen Sedimenten auftreten, im Gebiete der Konglomeratzone unbekannt sind. Die ursprüngliche Diskordanz wurde durch die späteren tektonischen Prozesse vielerorts verschleiert, wie es auch beim Oberkarbon der Fall ist, wo sie auch nur durch besonders günstige Verhältnisse (Schutzwirkung des Diorit—Amphibolitstockes) lokal erhalten blieb.

*

Aus dem bisher angeführten geht es hervor, dass wir gegenwärtig nur über das relative Alter der Konglomeratzone gewisse Anhaltspunkte besitzen, die aber zur Entscheidung des absoluten Alters nicht genügen.

Wenn ich nun die Konglomeratzone als mutmassliches Perm anführe, so hat dies seine folgenden Gründe: Innerhalb der Karpaten sind Gesteine ähnlicher Entwicklung bisher erst aus dem Perm bekannt geworden. Es schwebt mir dabei in erster Linie das Perm der Kodru—Moma- und Bihar-Gebirge, ferner jenes der Südkarpaten vor dem Auge³⁵. Es kann in der Konglomeratzone bei diesem Vergleich höchstens die geringe Beteiligung von Effusivgesteinen, im Vergleich mit dem Bihar-Gebirge aber das Ausbleiben der dort eine höhere Stufe des oberen Perms repräsentierenden mächtigeren Serie von Quarzitsandsteinen auffallen.

Andererseits ist man überall, wo unser Perm von der Werfener Stufe überlagert wird, in Verlegenheit, eine sichere Grenze zwischen den beiden Formationen festzustellen. Sehen wir von den gelegentlichen Versteinerungen der Werfener Stufe ab, so kann dieselbe erst durch die Einlagerungen von Kalkstein- und Mergelbänken erkannt werden, womit sich auch ein gewisser Kalkgehalt, das Aufbrausen mit Salzsäure der mit ihnen vergesellschafteten Sandsteine und Schiefer einstellt. Lithologisch haben beide Formationen noch idente Glieder, ein Sprung in der Diagenese oder Metamorphose ist jedenfalls nicht vorhanden.

In Angesicht all dieser Tatsachen hält es Verfasser für unangebracht, ohne zwingende Gründe eine die Tracht des Karpatischen Perms aufweisende Schichtenfolge in das, in den Karpaten über-

³⁵ Es wird dabei das untere Perm gemeint und nicht das oft als Quarzitsandstein ausgebildete Obere Perm, das von der Unteren Trias oft nicht genau abgegrenzt werden kann. Die Sedimentation der Konglomeratzone kann freilich bereits im obersten Karbon ihren Anfang genommen haben.

haupt noch nicht sicher nachgewiesene Devon zu verlegen. Eine endgültige Entscheidung der Frage ist freilich glücklichen, besser erhaltenen Pflanzenfunden vorbehalten.

*

Die das Szepes—Gömörer Erzgebirge kennzeichnenden Lagerstätten treten auch im Perm auf. Als Beispiele können die Chalkopyrit—Ankeritgänge des Schwarzenbergs und der Julius-Gang von Felsősjó erwähnt werden. Da die Lagerstätte von Rudabánya, die noch zu demselben Typ gehört, in den Werfener Schiefen auftritt,^{35a} kann die Erzführung des Perm nicht weiter auffallen.

c) Die südliche Konglomeratzone.

Als eine mit den eben beschriebenen Konglomerat-Brekzien analoge Bildung ist auch jene Schichtenfolge zu betrachten, die S-lich vom Sajó anzutreffen ist. So erscheint namentlich am Cipavky Grun im Hangenden der aschgrauen Konglomerat-Schieferserie eine aus Quarzbrekzien, Quarzitschiefern zusammengesetzte Schichtenfolge, die dann auch weiter südlich von dem auf unserer Karte dargestellten Gebiet, z. B. am Bučina V. und Belakov V. noch besonders typisch entwickelt ist. Manche Gesteine dieser Serie zeigen eine rötliche oder limonitische Färbung, im allgemeinen kennzeichnen sie sich aber durch helle Farbentöne. Infolge ihrer massigen Entwicklung bilden sie an der Erdoberfläche grosse Blöcke.

Den Hauptrepräsentanten der Schichtenfolge bildet auch hier die Quarzbrekzie. 1—1.5 cm grosse, kantige Quarzgerölle und grobe Quarzkörner werden in ihr von einem in der Regel spärlich vorhandenen quarzitäen Bindemittel fest verkittet. Manche Quarzbrekzien, z. B. jene der Umgebung des Bučina-Gipfels tragen aber die Anzeichen einer intensiven Auswalzung zur Schau, wodurch der ursprüngliche Brekziencharakter verschleiert wird. Derselbe ist dann auf den durch die Verwitterung besser präparierten Oberflächen wieder zu erkennen; die ursprünglichen Quarzgerölle sind allerdings des öfteren in 0.5—2.5 cm lange Linsen ausgepresst, der brekziöse Charakter gelangt aber infolge der abweichenden Farbentöne der Einschlüsse und des Zements zur Geltung.

Wie erwähnt, werden die kantigen Gerölle in der Regel von Quarz gebildet, hin und wieder sind aber auch solche von Quarzporphyr anzutreffen. Südlich vom Stožok V., an der linken Tallehne des Quellgebietes des Jezoy-Baches gelangen dann die eckigen Gerölle von Quarzporphyr zur Vorherrschaft, wobei manche von ihnen auch die Faustgrösse erreichen können.

Ihr normaler Durchmesser schwankt aber zwischen 0.5—1.5 cm. Auch in dieser Varietät macht das grünliche quarzitäe Bindemittel den geringeren Anteil des Gesteines aus, verschweisst aber die Komponenten auf das innigste und zeitigt ein sehr sprödes Gestein.

Die Quarzporphyre der Gerölle zeigen verschiedene Stadien der Auskristallisation; in der dichten Grundmasse sind mehr oder minder zahlreiche Einsprenglinge von glasglänzendem Orthoklas und von Quarz ausgeschieden. Die Textur ist dabei auch hier eine völlig massige.

U. d. M. weist ein an Einsprenglingen reicheres Gerölle folgendes Bild auf.

Die Feldspateinsprenglinge gehören restlos dem Orthoklas an. Die weniger umgewandelten Indi-

^{35a} PÁLFY (MORITZ) v.: Geologie und Eisenerzlagerstätten des Gebirges von Rudabánya. Mitt. aus dem Jahrbuch der Kgl. Ung. Geol. Anstalt. Bd. XXVI, Budapest, 1927—1929, p. 157.

viduen lassen feinverteilte Ausscheidungen von *Schachbrettalbit* erkennen. Ein grosser Anteil der Orthoklaseinsprenglinge ist aber teilweise der Serizitisierung, teilweise einer Verdrängung durch Quarz erlegen.

Die nicht sonderlich stark korrodierten Quarzeinsprenglinge weisen ungeachtet der nicht gestreckten Textur des Gesteins meist eine undulöse Auslöschung, oder bereits die ersten Stadien der kataklastischen Felderteilung auf.

Die Grundmasse ist in der Hauptsache ein mikropoikilitisches Gemenge von Quarz, dem sich lagen- und linsenweise *Serizit* zugesellt. In der Nachbarschaft der Einsprenglinge und ihnen anhaftend treten ferner Sphärolithe auf, die aus Quarz und Feldspatfasern zusammengesetzt werden (Pseudo-sphärolithe). Endlich wird das Gestein noch von Quarzadern durchsetzt. Eine andere Geröllprobe, die

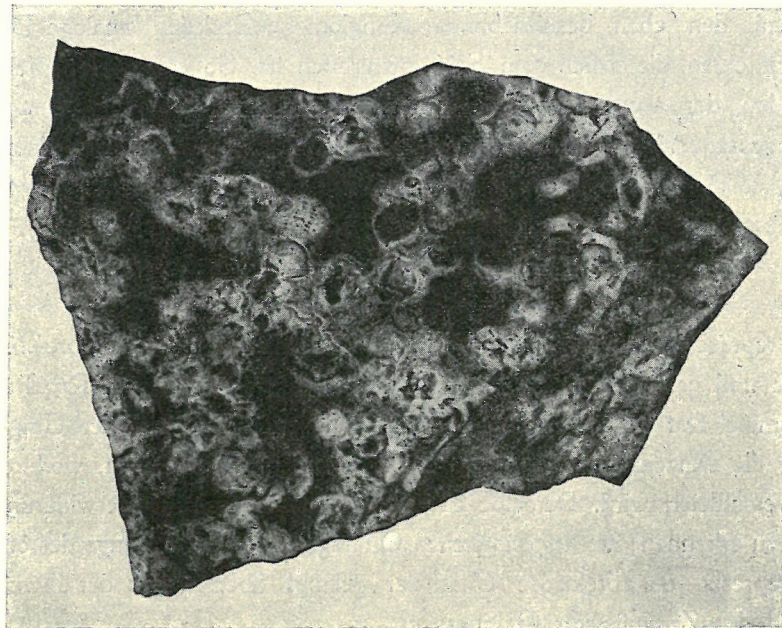


Fig. 13. Photographie der angeschliffenen Oberfläche eines fluidal-granosphäritischen Quarzporphyrgerölls.

nur recht kleine, hauptsächlich dem Orthoklas angehörende Einsprenglinge aufweist, besitzt eine fein-granophyrische Grundmasse.

Das Material der Gerölle ist daher *Orthoklasquarzporphyr* mit sphärolithischer oder mikro-granophyrischer Grundmasse.

Anderen selteneren Geröllen gehen bei sonst gleichem mikroskopischem Bild die Quarzeinsprenglinge ab.

Eine besondere Erwähnung verdient noch ein grösseres Gerölle. In demselben fallen ziemlich dicht angeordnete, 3–5 mm grosse elliptisch-mandelförmige Bildungen auf, die einen mehr oder minder ausgeprägten groben Schalenbau aufweisen (vergl. Fig. 13). Dieser Schalenbau kommt dadurch zustande, dass entweder der Saum oder die Kernpartie dieser Bildungen von durchscheinendem hellgrünlichgrauem *Serizit* gebildet wird, während die übrige Ausfüllung einen weissen Farbenton aufweist. Die Hauptmasse des Gesteins besitzt vorherrschend eine hellziegelrote Färbung; fluidal angeordnete längliche schmale Räume sind hellweisslichgrau.

U. d. M. weist die Hauptmasse des Gesteins eine fluidale, sphärolithisch=axiolithische Struktur auf. Der rote makroskopische Farbenton rührt von etwas verwitterten, rötlichbraun durchscheinenden Hämatitfädelchen her. Die länglichen eckigen Räume, die bereits makroskopisch durch ihren abweichenden Farbenton auffallen, werden teils von Quarz, teils von radialfaserigem Chalzedon ausgefüllt. Es finden sich vereinzelt auch kleine Einsprenglinge von Quarz und scheckigem, teils serizitisiertem Orthoklas. Die makroskopisch erkennbare Mandelstruktur ist im Dünnschliff nicht so auffallend, da die die Hohlräume umsäumenden Serizitbänder auch unregelmässig verlaufen. Die sonstige Ausfüllung der Mandeln erweist sich als ein poikilitisches Gemenge von Quarz und Feldspat. Es scheint daher ein sphärolithischer Quarzporphyr mit Granosphäriten vorgelegen zu sein, dessen Hohlräume durch Serizit erfüllt wurden.

Von den mit der Bučinaer Brekzie vergesellschafteten Quarzitschiefern wurde ein N=lich vom Bučina Vrh gesammeltes, turmalinführendes Exemplar näher untersucht. An seiner Zusammensetzung nehmen Serizit (Schuppenlänge 0·02—0·05 mm) und Quarzkörnchen (Korngrösse 0·01—0·02 mm) etwa in gleicher Menge teil. Die über 1 mm langen gedrungenen Turmalinsäulchen sind regellos kreuz und quer angeordnet und weisen eine poikiloblastische Ausbildung auf. Kleine Fädelchen von Hämatit sind auch anzutreffen.

Verfasser konnte die Bučinaer Quarzit-Brekzie nur gelegentlich eines Orientierungsausfluges kennen lernen, kann daher über ihre geologische Position nicht ausführlicher berichten. Sie erscheint, wie erwähnt, im Hangenden der normal entwickelten Konglomeratzone. Im allgemeinen scheint dies den nördlichsten Vorposten eines im S des Szepes—Gömörer Erzgebirges streichenden Quarzitkonglomeratzuges zu bilden. Von den ungarischen Geologen wurde er nach dem Vorschlage von H. v. BOCKH, der ihn am Vashegy (Zelesnik) und Hradek studierte (11, p. 76), als Perm betrachtet.

Von anderen Lokalitäten des Südsauces des Szepes—Gömörer Erzgebirges wurden Konglomerat-sandsteine von V. ACKER (1, p. 194), F. BOHM (15, p. 166) und H. v. BOCKH (12, p. 158) teils als Oberkarbon, teils als Perm beschrieben. Die ältere Wiener Aufnahme hat sie als Karbon ausgeschieden. Im Gegensatz zu dieser Auffassung hat J. AHLBURG die Quarzitkonglomerate des Hradek und Vashegy, als das liegendste Glied der sedimentären Serie, in das Devon verlegt und parallelisiert sie mit dem Konglomerat unserer nördlichen Konglomeratzone von Hollópatak (Mlynek) und des Gölnic-Tales. AHLBURG's Stellungnahme war aber keine konsequente, denn über das Konglomerat, das den Roberti-Gang bei Bindtbánya abschneidet und das die streichende Fortsetzung des Konglomerats von Hollópatak bildet, bemerkt er folgendes: „indessen will mir das karbonische Alter dieser Bildungen noch zweifelhaft erscheinen; ich möchte in ihnen eher permische Transgressionsschichten vermuten“ (2, p. 397, Anmerkung 1).

Im südlichen Konglomeratzug, der am ganzen Südrand der Zipser Decke verfolgt werden kann, könnte man ein südliches Gegenstück der nördlichen Konglomeratzone erblicken, wie es ja bei STUR 77, p. 407) bereits geschehen ist. Inwiefern sich dabei auch in der südlichen Konglomeratzone Karbon und Perm (etwa im Sinne von H. v. BOCKH) unterscheiden lassen, werden zukünftige Forschungen entscheiden. Ich möchte nur bemerken, dass mir aus der Aufsammlung von L. v. LÖCZY sen. aus der Umgebung von Dernő Konglomerathandstücke vorliegen, die vollkommen den bunten, Serizitquarzitgerölle führenden Leitgestein der nördlichen Konglomeratzone entsprechen, daher unser Unterperm zweifelsohne auch am Südrand vertreten ist.

F) DIE TRIAS

Sehen wir von den quartären Schotterbildungen ab, so bilden die triassischen Ablagerungen das jüngste Formationsglied des kartierten Gebietes.

Die triassischen Ablagerungen treten in drei voneinander räumlich getrennten Gebieten auf. Einmal wird an den linken Gehängen des Quellgebietes des Dobsch=Baches der Südrand der nördlichen Kalkzone des Szepes—Grömörer Erzgebirges angeschnitten, isolierte Vorkommen sind in der Umgebung des Spitzenhügels und eine noch südlichere Gruppe am Aranyhegy (Radzim) und am Stožok V. zu studieren.

a) Die nördliche Kalkzone.

Der ursprüngliche Rahmen meiner Studien, als auch die Begrenzung des Aufnahmegebietes erklären es, dass die nördliche Kalksteinzone nur an wenigen Stellen verquert wurde. Vollständigkeitshalber sollen aber meine spärlichen Beobachtungen hier auch Platz finden.

Skythische Stufe. Das Auftreten der unteren Trias konnte bereits ILLES an mehreren Orten feststellen. Etwas NW=lich des kartographisch dargestellten Gebietes W=lich vom Rakotin=Berg hatte ILLES in roten sandigen Quarzschiefern *Myophoria*=artige Steinkerne (36, p. 142), im Nikl=Hannesgrund auf einer Halde aber den Steinkern einer *Myacitis*=Art aufgesammelt. Bezüglich des letzteren Fundortes liegt aber seitens ILLES ein Schreibfehler vor, da offenbar von der Grubenhalde des im Schlosserhannesgrund liegenden sog. SCHWIRIAN'schen Schurfes die Rede ist, den ich gleichfalls besucht habe.

Unmittelbar unterhalb der Vereinigung des vom Sattel aus östlicher Richtung kommenden Hauptzweiges mit dem vom Dankesgrund südwärts gerichteten Nebenzweig finden wir an der rechten Seite des Tales einen in SW=licher Richtung vorgetriebenen, verfallenen Schurfstollen und etwa 20 m höher einen umfangreicheren Tagschurf. Im Haldenmaterial fallen besonders limonitisch verwitternde Sandsteine und ein hellgelblicher Mergelschiefer auf. Im gelben Mergelschiefer gelang es mir auch spärliche Versteinerungen aufzufinden, deren Bestimmung von Herrn Kollegen J. VIGH mit den übrigen von mir aufgesammelten Triasversteinerungen in einem besonderen Aufsatz veröffentlicht werden wird.

Mittlere Trias. Die dunkelgrauen und hellen Kalke der nördlichen Kalkzone wurden viel zu wenig studiert, als dass über sie etwas Neues angeführt werden könnte.

b) Die Umgebung des Spitzenhügels.

Wie bereits die Wiener Aufnahme darstellt, besitzt die skythische Stufe S=lich von Dobsina eine weitere Verbreitung. Es ist dies eine petrographisch mannigfach zusammengesetzte Schichtenfolge. An ihrer Zusammensetzung nehmen weisse Quarzkonglomerat=Brekzien, hellgrünlichgraue Quarzitsandsteine und Quarzitschiefer, rote und graue Glimmersandsteine, eisenschüssig verwitternde, mehr oder weniger stark kalkige, im frischen Zustande graue Sandsteine, dunkelbläuliche, gelbe und weisse Schuppenkalke, dunkle Schieferkalke, eisenschüssig verwitternde dolomitische Bänke, Mergel mit dunklen Kalzitnestern, Rauhwacken und Radiolarithornsteinbänke teil.

Die *Radiolarite* wurden auf unserer Karte auch kartographisch ausgeschieden. Es sind dies dunkle, violette oder rötlichbraune Kieselgesteine, die auf den Schichtflächen kleine Muskovitschuppen erkennen lassen. U. d. M. wird die kryptokrystalline *quarzitische* Hauptsubstanz von winzigen Ton=

schiefernädelchen, *Chlorit*- und *Glimmerschüppchen* und einem *hämatitischen* Pigment erfüllt. Hin und wieder ist auch ein *Turmalinsäulchen* zu beobachten. Vereinzelt erscheinen dann durch etwas bedeutendere Korngrösse und Pigmentfreiheit sich hervorhebende Radiolarien, mit meist kreisrundem Querschnitt und gezähnelten Konturen.

Des weiteren verdient noch ein hellgelblichbraunes Mergelgestein Erwähnung, in dem sich reichliche, 2—3 mm lange und oft Penetrationszwillinge bildende, schmale *Albit*kristalle vorfinden.

Eine weit geringere Verbreitung besitzt der dunkle Guttensteiner Kalk der anisischen Stufe. Derselbe wird S-lich von Dobsina, am Nordabhang der mit dem Höhenpunkt 653 m fixierten Kuppe (Pfarrers Büschl oder Im Büschl) durch einen kleinen Kalksteinbruch aufgeschlossen. In dem brekziösen, von grellroter und gelblichbrauner mergeliger Substanz durchflochtenen, dunklen Kalkstein konnten nur *Krinoidenstengel* vorgefunden werden. Der dunkle Kalk wurde bei der Wiener Aufnahme dem Karbon einbezogen, doch lässt sein geologischer Verband und auch abweichender lithologischer Charakter sein mitteltriassisches Alter kaum bezweifeln. Auf dem Spitzenhügel selbst tritt eine kleine Scholle eines weissen Triaskalkes auf.

c) Die südlich vom Sajó auftretenden triassischen Schollen.

S-lich vom Sajó sind gleichfalls mehrere abgesonderte Vorkommen der Trias bekannt.

Das nennenswerteste Triasvorkommen bildet der sich auch im landschaftlichen Bilde schroff hervorhebende Doppelkegel des Aranyhegy (Radzim). Die skythische Stufe ist hier nur schlecht aufgeschlossen und setzt sich auf der Nordost- und Ostlehne aus gelben und dunkelgrauen Kalkmergeln zusammen, die mit dunklen Schuppenkalklagen wechsellagern. Hierauf lagert Guttensteiner Kalk. Er wird von weissen Kalzitadern durchsetzt und ist von dunkelgrauen Kalkmergeln durchflochten. Die westliche Kuppe wird nur von diesem stark zerklüfteten Kalk gebildet und ist mit einem etwa 300 Schritte breiten Plateau gekrönt, in dem wir das Relikt einer neogenen Rumpffläche zu erblicken haben. In dem dunklen Kalkstein dieses kleinen Plateaus gelang es mir einige kleine Schnecken aufzusammeln.

Die Mächtigkeit des Guttensteiner Kalkes kann auf dem Steilabhang auf etwa 30 m veranschlagt werden. Auf der östlichen Kuppe des Aranyhegy (Radzim) lagert auf dem Guttensteiner Kalk zwischen 905 m und dem Gipfel (991 m) ein heller Kalk, der sich bald durch graue, bald durch rötliche oder gelbe Farbtöne auszeichnet und wohl gleichfalls der anisischen Stufe einzureihen ist.

Eine adere kleinere Triasscholle findet sich an der Kuppe des Stožok V. Weisser Schuppenkalk, Rauhwacken und ein zerklüfteter dolomischer grauer Kalk nehmen hier an seiner Zusammensetzung teil (vergl. auch J. ŠUF: 79, p. 2).

Schliesslich soll noch erwähnt werden, dass weiter südwestlich vom Stožok V. gegen die Gemeinde Gócs (Gočava) zu, ausserhalb des hier kartographisch dargestellten Gebietes, zwischen den Kuppen Belakov V. und Nad Hamer eine Kuppe von geringer Ausdehnung (Höhenpunkt 501 m) gleichfalls der Trias einzureihen ist. In einem kleinen Steinbruch wird hier ein brekziöser Dolomit gewonnen, die kleine Dolomitscholle wird aber von Rauhwackeblöcken umsäumt.

*

Die weitere Verbreitung der Trias in dem vom Aranyhegy (Radzim) und Stožok S-lich liegenden Gebiete wurde vor kurzem von Herrn J. ŠUF gezeigt. J. ŠUF ist es gelungen, das Alter der

Liegendseries eines durch die Wiener Aufnahme dem Karbon einbezogenen Kalksteines, der zwischen der Gemeinde Feketepatak (Kobeliarovo) und der weiter gegen Alsósajó zu liegenden Mühle (Kobeliarovo-Mühle) eine Synklinale bildet, durch das Auffinden der typischen und wohl erhaltenen Werfener Versteinerungen: *Pseudomonotis clarai* EMMER., *P. aurita* HAUER und *Myacites* cf. *fassaensis* HAUER einwandfrei nachzuweisen.

Wie es aus dem Kartenbilde erhellt, ist zwischen der Verbreitung der Trias und jener der hier zum Perm eingereihten Schichtenreihe keine völlige Übereinstimmung festzustellen. Wenn auch, wie z. B. am Spitzen Hügel die Trias auf dem Perm ruht, ist der Verband kein völlig normaler und in noch höherem Masse ist dies bei den S-lichen Schollen der Fall, wo die Trias in scharfer Diskordanz auf dem metamorphen Paläozoikum ruht. Andererseits muss uns beim Vergleich der einzelnen Schollen ihre wechselnde lithologische Beschaffenheit auffallen. In einzelnen Schollen tritt dolomitischer Kalk auf, der in anderen fehlt u. s. w. Bereits von D. STUR wird die fast horizontale und von jener der liegenden Schichtenglieder gänzlich abweichende Lagerung der nördlichen Triaszone betont. STUR folgert demnach, dass zwischen die Ablagerung des Rotliegenden und der Trias eine bedeutende Störung der prätriasischen Schichtenfolge fällt, infolge welcher die Trias eine selbständige, von jener des Rotliegenden abweichende Verbreitung aufweist (76, p. 389).

Auch nach den neueren Untersuchungen des Tschechoslovakischen Geologischen Instituts ist zwischen dem Perm und der Trias eine Winkeldiskordanz vorhanden und sind zwischen die beiden die Bewegungen der pfälzischen Phase zu setzen (46, p. 114).

Die hier geschilderten Verhältnisse erwecken den Anschein, dass die Trias gelegentlich der allgemeinen Nordverfrachtung unter der Last höherer Teildecken in einzelne Schollen auseinandergerissen wurde (vergl. auch ŠUF: 79).

Um noch auf den Radzim reden zu kommen, hat J. ŠUF an der Südlehne desselben einen Konglomeratzug³⁶ ausgeschieden (81, p. 138), der augenscheinlich die unmittelbare Fortsetzung des von uns bis zu dem W-lich vom Radzim liegenden Sattel verfolgten Konglomeratzuges der Julius-Gruben bildet. Demzufolge ist die Trias des Radzim samt ihrer altpaläozoischen Unterlage (crossitähnliche Hornblende führender Grünstein der südlichen Grünsteinzone) als eine das permische Konglomerat überführende Schubmasse zu betrachten. Möglicherweise hängt die stärkere Metamorphose und Zerkümmerung der erwähnten kleineren Schollen S-lich des Sajó mit der Überschiebung dieser Teildecke zusammen.

G) DIE ERZLAGERSTÄTTEN DER UMGEBUNG VON DOBSINA.

Die Umgebung von Dobsina zeichnet sich sowohl durch die grosse Anzahl, als auch durch die Mannigfaltigkeit der Erzlagerstätten aus. Es kann wohl kein Zweifel darüber bestehen, dass diese Erzlagerstätten seinerzeit den Anstoss zur Ansiedlung gegeben haben und mit dem Schicksal des Bergbaues war ja auch meist die Wohlfahrt der altherwürdigen Bergstadt auf das engste verbunden. Die Geschichte des Bergbaues von Dobsina wurde von mehreren Autoren, wie WENZEL (89), MIKULÍK (49), A. GESELL (27, 28), EISELE u. s. w. eingehender bearbeitet und soll hier nicht wiederholt werden.

Es mögen hier nur einzelne montangeologische Ausführungen folgen.

³⁶ In dem Profil A—B der Profiltafelbeilage wurde diese Beobachtung ŠUF's verwertet.

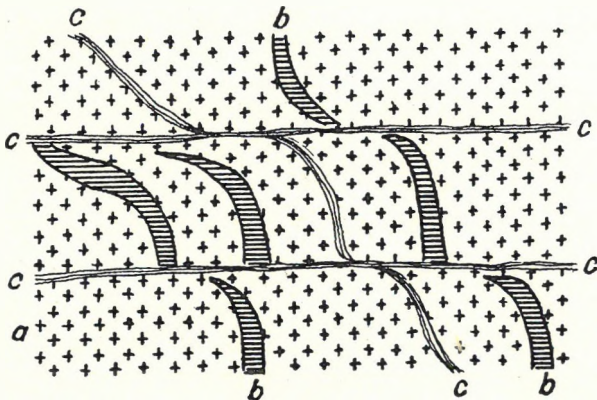


Fig. 14.

Durchwebung des Liegend-Diorits mit Sideritadern NW-lich vom Unteren Biengarten. a=Diorit, b=Sideritadern, c=Quetschzonen.

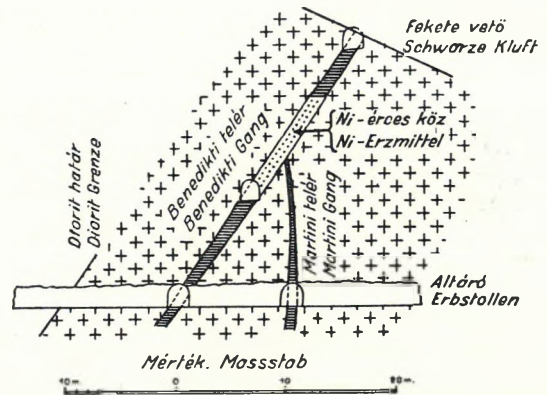


Fig. 15.

Profil über die Benedikt- und Martini-Gänge.

Die Erzlagerstätten der Umgebung von Dobsina lassen sich in zwei Hauptgruppen einteilen:

1. In der ersten Hauptgruppe der Lagerstätten spielt *Siderit* die Hauptrolle; stellenweise zeichnen sie sich auch durch eine reichlichere Führung von *Tetraedrit*, *Chalkopyrit* u. s. w. aus.

Einen besonderen Typ dieser Hauptgruppe bilden die Co—Ni-Lagerstätten, die sich teilweise durch einen reichlicheren Gehalt an *Kalzit* auszeichnen.

2. In der zweiten Hauptgruppe wird die Gangausfüllung bei vorherrschendem *Quarz* durch *Ankerit* gekennzeichnet, die von *Chalkopyrit* und *Pyrit* begleitet werden.

Die Unterscheidung dieser beiden Typen ist praktisch insofern von Interesse, als sich die Lagerstätten des ersten Typs nach Erschöpfen der Kupfererze grösstenteils als Eisenerzlagerstätten weiter behaupten konnten, während die Lagerstätten vom zweiten Typ nur als Kupfergruben in Betracht kommen können.

a) Die *Siderit*- und Co—Ni-Erzlagerstätten.

1. Die N-lich von Dobsina liegenden Lagerstätten.

Über die mit dem Oberkarbon verbundenen *Siderit*lagerstätten, als auch jene des *Georgi*-*Sideritzuges* wurden bereits in der geologischen Beschreibung verschiedene Einzelheiten angeführt, die noch mit den folgenden Ausführungen ergänzt werden sollen.

Über die Tagbaue des Altenberges bietet uns die seinerzeit auf meine Veranlassung vom Herrn Bergrat D. PANTÓ angelegte Karte (siehe die Tafelbeilage) einen ausgezeichneten Überblick. In derselben und noch mehr in den auf Grund dieser Karte angelegten Profilen gelangt die intensive Zerstückelung des Karbons durch Verwerfungen sehr gut zum Ausdruck. Diesem Umstand in Verbindung mit dem wechselnden Einfallen ist es zuzuschreiben, dass die Gestalt der Eisenerzlagerstätten seit der ersten manuskriptischen Kennzeichnung von S. HUSZ oft als Stockwerke und Nester von der unregelmässigsten Form angegeben werden (vergl. z. B. bei A. GESELL: 27, p. 129). Bezüglich des gänzlichen Verkennens der Art der Lagerstätte mag nur erwähnt werden, dass in den alten Profilen das Liegend-

konglomerat als Ankerit und die oft mit einem schwarzen Lettenbesteg verkleideten Verwerfungen als das normale Liegende verzeichnet wurden (vergl. z. B. bei K. v. PAPP: 53, p. 115, Fig. 30).

Der metasomatische Charakter der Lagerstätte ist zuerst von F. W. VOIT erkannt worden (87, p. 726). Die Lagerstätte blickt offenkundig auf eine sehr wechselvolle tektonische Vergangenheit zurück. Der metasomatischen Verdrängung ist eine Zertrümmerung des Karbonkalkes vorgegangen und wir haben mit der Aufeinanderfolge von mehreren Erzformationen zu rechnen (vergl. auch WOLDRICH: 88). Eine ältere Phase bilden die Eisenkarbonate mit untergeordnetem Quarz, wobei die Zusammensetzung der aufsteigenden Lösungen sich zeitweise geändert hat. Dementsprechend ist der Hauptanteil des Karbonkalkes in *Siderit*, andere Partien aber nur in *Ankerit* überführt worden. Ankeritische Partien werden stellenweise von *Siderit*, Quarz oder *Siderit*-Quarzadern durchsetzt, unregelmässige *Siderit*partien können im *Ankerit* schwimmen oder ist auch das Entgegengesetzte der Fall. Ferner kann der durch metasomatische Verdrängung entstandene, feinkörnige *Siderit* von grobkörnigen *Siderit*adern durchsetzt werden. Anschaulich gelangen die geschilderten Verhältnisse auf den durch Verwitterung oxydierten Oberflächen zur Geltung. Eine spätere Phase bildet das Aufsteigen der sulphidischen Erze, die stellenweise in einer derartigen Menge eingebrochen sind, dass sie vorübergehend gleichfalls ausgebeutet wurden. Die Grubenfelder Massörter und Stephani zeichneten sich insbesondere durch das Auftreten von *Chalkopyrit* und silberhältigen *Fahlerzen* aus, am Altenberg („Judasbeutel“) wurden aber z. B. in den achtziger Jahren des vorigen Jahrhunderts 6–15%ige Kobalt-Nickelerze in bescheidenen Mengen gewonnen. Im Unteren Biengarten schliesslich hat man noch im Jahre 1914 Arsenkies ausgeschieden und nach Chemnitz transportiert.

Was das Auftreten der Fahlerze anbelangt, sind dieselben laut der Aussage des Herrn Grubendirektors A. FABRY gangartig aufgesetzt. Dass die Kobalt-Nickelerze gleichfalls an die Nähe von kleinen Verwerfungen gebunden waren, scheint aus folgenden Zeilen des Manuskriptes von S. HUSZ hervorzugehen: „Wo der Grünstein und Spateisenstein durch keine Schieferschicht getrennt ist, dort enthält der *Siderit* oft bis auf einige Meter weit reiche Kobalterze, welche an manchen Orten durch Tagbau gewonnen werden“ (vergl. auch GESELL: 27, p. 135.). Nach L. MADERSPACH weist der Dobsinaer Eisenstein an solchen Stellen, wo der Diorit und wahrscheinlich auch veränderte Grünschiefer in ihm „apophysenartig“ eingreifen, vereinzelte Einsprengungen von Kobalt- und Nickelerzen auf (45, p. 59).

Kobalt- und Nickelerze sind auch aus dem Diorit im unmittelbaren Liegenden des Karbons bekannt geworden und haben seinerzeit gleichfalls den Gegenstand eines Bergbaues gebildet. Im Manuskripte von S. HUSZ finden wir darüber folgende Einzelheiten aufgezeichnet: „Am Altenberge und Biengarten, wo die Baue Boromei, Michaeli, Caroli, Augusti und Amalia bestehen, und zwar unter dem aufgelagerten Spateisenstein, zieht sich eine Kobalt-Nickelerze führende Lagerstätte hin, an welcher kein regelmässiges Streichen oder Verfläichen wahrzunehmen ist. Sie liegt bald ganz horizontal, bald fällt sie plötzlich senkrecht ein und folgt überhaupt den Krümmungen des aufgelagerten Spateisenstockes. Zwei Meter ist als die grösste Mächtigkeit dieser Lagerstätte beobachtet worden, Kalkspat und Quarz sind hier die wesentlichen Gangarten“ (vergl. bei GESELL: 27, p. 134–135). Das Auftreten von Kobalt-Nickelerzen in unmittelbarer Nachbarschaft, nämlich einmal im liegenden Diorit, dann in der den Diorit überlagernden *Siderit*lagerstätte, lässt den Zusammenhang, beziehungsweise die gleichzeitige Entstehung

der Kobalt-Nickelerze als gesichert gelten. Es ist dies eine Frage, die bereits von B. v. COTTA angeschnitten wurde, aber nicht beantwortet werden konnte (17, p. 50).

Wenn in der älteren bergmännischen Literatur behauptet wird, dass dieser unmittelbare Zusammenhang trotz mehrmaligem Versuch nicht nachgewiesen werden konnte, so muss man sich vergegenwärtigen, dass den älteren Autoren ein unmittelbarer Zusammenhang der Gänge mit dem „Sideritstock“ vor Augen geschwebt hat. Nach der Erkenntnis der metasomatischen Natur der Sideritlagerstätte ist naturgemäss ein derartiger Zusammenhang nicht zu fordern. In dem Ankerit-Sideritkörper ist der grobspatige, in offenen, klaffenden Spalten zur Ablagerung gelangte Siderit nur in schmalen Adern anzutreffen, demzufolge man im liegenden Diorit auch derartige Zufuhrwege zu erwarten hat. Und sie fehlen auch nicht. Der im Bereiche der Tagbaue blossgelegte Diorit lässt dementsprechend allenthalben schmale Siderit-Ankeritadern erkennen. Man hat es nicht mit einen gangartigen Durchsetzen des Karbonkalkes, als vielmehr mit einer Zertrümmung desselben zu tun. Der bereits in Ankerit-Siderit überführte Erzkörper war auch noch intensiven tektonischen Beeinflussungen unterworfen. In den Dioritblosslegungen W-lich oberhalb des Unteren Biengartens ist es zu beobachten, dass die schmalen Sideritadern von Verrutschelungszonen verquert und dabei verbogen wurden (s. Fig 14 auf pag. 93).

Was die Hauptlagerstätten der Kobalt-Nickelerze anbelangt, so waren dieselben bekannterweise an den Nord- und Südkontakt des Diorit-Amphibolitstockes gebunden. Über die Einzelheiten ihres Auftretens finden wir in dem bergmännischen Schrifttum reichliche Daten (vergl. besonders S. HUSZ in GESELL: 27, p. 134).

Sowohl die Erze der Nordgruppe, als auch jene der Südgruppe zeichneten sich durch das Übergewicht des Nickels aus, dabei aber waren die Erze der Nordgruppe an Kobalt bedeutend reicher. Laut den Analysen der 60 und 70-er Jahre des vorigen Jahrhunderts wiesen die Erze der Nordgruppe einen Durchschnittsgehalt von 4% Co und 16% Ni, jene der Südgruppe einen solchen von nur 1–2% Co bei 28% Ni auf (vergl. MELZER: 48, p. 525).

Aus eigener Anschauung ist mir nur der am Südkontakt des Diorits im städtischen Erbstollen aufgeschlossene Nickelgang bekannt geworden, der darum eingehender beschrieben werden soll.

Im 1074-ten m des Erbstollens wurde der 0.5–0.7 m mächtige, unter 53° nach 15^h einfallende Benedikti-Gang, in 1085 m aber der in diesem Niveau steil nach 11^h einfallende Martini-Gang angefahren. Die auf diesen Gang basierende Martini-Gesellschaft hat in den Jahren 1892–96 aus einem geringfügigen, kaum einige Meter betragenden Erzmittel 2097 q reiche Nickelerze mit 20–26% Ni und 0.41% Co³⁷ erzeugt und trotz der damals bereits stark gefallen Co–Ni-Preisen bei einer Bruttoeinnahme von 38.488 Gulden einen Reinertrag von 17.926 Gulden erzielt (vergl. RUFFINYI in EISELE: 18, p. 157, und ein Gutachten von E. RUFFINYI).

Die Gangverhältnisse waren ziemlich verworren. Infolge des abweichenden Streichens und Einfallens der beiden oberwähnten Gänge gelangte es oberhalb des Erbstollens zur Gangscharung und oberhalb und unterhalb der Scharungslinie sind im Benedikti-Gang bis auf 5–6 m flache Höhe die bis

³⁷ Eine vollständige, von weil. Oberbergrat Prof. R. SCHELLE durchgeführte Analyse des Erzes zeigte folgende Zusammensetzung: SiO₂ = 0.12, Al₂O₃ = 1.15, Al₂S₃ = 1.08, CaCO₃ = 3.12, MgCO₃ = 3.04, FeCO₃ = 5.27, MnCO₃ = 0.78, CuS = 0.03, CoAs₂ = 1.45, NiAs₂ = 54.76, NiS₂ = 19.94, FeS = 4.08, NiAs = 5.46, Summe = 99.20 (Ni = 26.95, Co = 0.41%).

1 m mächtigen Nickelerze eingebrochen. In den im Jahre 1914 zugänglichen Aufschlüssen war der Benedikti-Gang der Hauptgang, wies in 18–15 m Höhe oberhalb des Erbstollens eine Sideritmächtigkeit von 1·2 m auf, während der Martini-Gang nur als ein 0·1–0·2 m mächtiges saiger einfallendes Trumm zu beleuchten war. Die Einzelheiten der Scharung liessen sich nicht mehr eruieren. Ausser Ni- und Co-Blüte konnte in der Gangaufüllung bei vorherrschendem *Siderit* noch das Auftreten von *Quarz*, *Turmalin* und *Fahlerz* festgestellt werden. Der Benedikti-Gang wird im Streichen nach beiden Seiten hin von Verwerfungen abgeschnitten und das Misslingen der Ausrichtung dieser Störungen verbunden mit dem Weitersinken der Nickelpreise hat den Bergbau zum Erliegen gebracht. Nach W wurde zwar ein Eisenspatgang erreicht, der als die Fortsetzung des Benedikti-Ganges gelten könnte, derselbe führte aber nur arme Erze.

Wie es bereits bei der Kennzeichnung der Erzführung der Siderittagebaue des Altenberges erwähnt wurde, war die Kobalt-Nickelerzführung nicht ausnahmslos auf den Diorit-Amphibolitstock beschränkt, sondern griff gelegentlich auch in das Karbon über. Ähnliche Verhältnisse sind auch entlang des Georgi-Sideritzuges bekannt geworden. Laut Mitteilung des Herrn Grubendirektors W. KOPETSCHKE sind auch in den bei der Vereinigung der beiden Wolfseifengraben liegenden Augustin-Eisensteinbauen Erze mit 0·5% Co und 17% Ni eingebrochen.

Ein unmittelbar auf Nickelerze abzielender Bergbau wurde auf die in der unmittelbar W-lich vom Georgi-Stollen angeschlagenen Ezechiel-Stollen gegründet.

Die beiden Ezechiel-Stollen lagen im ärarischen Karoli-Grubenfeld und waren alte ärarische Schurfstollen. Im Jahre 1906 wurde von der Martini-Gesellschaft die Berechtigung zum Abbau der Nickel-Kobalterze erworben, die alten Schurfstollen neu gewälgt und in den Jahren 1909–1912 etwa 100 q reiche Erze abgebaut.

Der tiefere Ezechiel-Stollen erreicht in 20 m den nach S einfallenden Ezechiel-Gang, der eigentlich nur eine 0·1 m mächtige Verwerfungskluft repräsentiert. Der Stollen verfolgt dieselbe auf 30 m streichende Länge, wendet sich nach NW, verquert Grünschiefer und dann den Diorit. Am Kontakt von Diorit und der Karbonatgesteinsgruppe des Devons setzt der Nickel-Kobaltgang auf, der aber nur auf eine kurze Strecke aufgeschlossen ist. Auch im Hangenden sind kleine Nickelerzadern zu beobachten. Das Mundloch des Oberen Ezechiel- oder Emanuel-Stollens ist im Diorit angelegt und erreicht daher bereits nach 15 m den alten Nickelgang. Innerhalb der nach N einfallenden, stellenweise gefalteten Karbonatgesteinsgruppe sind noch mehrere Trümmer untersucht worden. Das nördlichste ist nach W auf etwa 120 m streichende Länge aufgeschlossen worden; die Strecke verfolgt anfänglich eine nach S einfallende Kluft. Nach 40 m wendet sich die Strecke in WNW-liche Richtung und es stellt sich in der First Nickelblüte ein, die dann bis zum Feldort zu verfolgen ist. Bemerkenswert ist, dass in allen diese Strecke nach N zu überschreitenden Querschlägen sich bereits der Karbonsandstein vorfindet und ein S-liches Einfallen erkennen lässt.

Die reichen Erze sind in den die beiden Stollen verbindenden Blindschächten eingebrochen. In einer Linse von 3 m Länge und 1 m Dicke setzten nach E. RUFFINYI brotlaibartige Klumpen von *Gersdorffit* auf, so dass aus 1 Kubikmeter Haufwerk 20–30 kg Erze gewonnen werden konnten. Die Zähigkeit des Nebengesteins hatte den Abbau dieser Erzlinse vereitelt. RUFFINYI gab als Nebengestein Diorit an, was aber mit den obskizzierten geologischen Verhältnissen nicht übereinstimmt. Im Jahre 1914

war der Schacht nicht befahrbar, das Nebengestein eines kleinen, im Unteren Ezechiel-Stollen befindlichen Erzvorrates hat sich aber als Karbonat-Quarzit erwiesen.

Nach den Angaben von WAHLNER (88, p. 149) wurden in dem Ezechiel-Stollen im Jahre 1916 während des Weltkrieges 100 q 10%ige und 30 q 3–4%ige Nickelerze abgebaut, daher die aufgeschlossenen Mittel zurzeit gänzlich erschöpft sein dürften.

*

Wie bekannt, hat zuerst J. AHLBURG darauf hingewiesen, dass der Dobsinaer Diorit-Amphibolitstock nach N auf die Grünschieferserie flach überschoben wurde. Auf der Überschiebungsfläche konnte AHLBURG Trümmer der abgerissenen Gangmasse, zu Reibungskugeln abgedreht beobachten und folgert demgemäss, dass nicht nur etwa die Gangspalte, sondern auch die Mineralausfüllung schon vor der Überschiebung vorhanden waren. Mit dieser Tektonik wird das Ausbleiben der Co–Ni-Gänge in den tieferen Horizonten erklärt und ihre Fortsetzung weit im Süden, in der Wurzel der überschobenen Dioritscholle vermutet (2, p. 87–88).

Bezüglich des Überschiebungscharakters der Nordkontaktfläche ist ein Zweifel wohl kaum möglich. Von den seinerzeit von E. RUFFINYI durch die Zemberger Gruben entworfenen drei Schnitten wurde aber von AHLBURG nur das E–F-Profil, das in NWN-licher Richtung, also tatsächlich senkrecht zum Gangstreichen angelegt ist, verwertet.

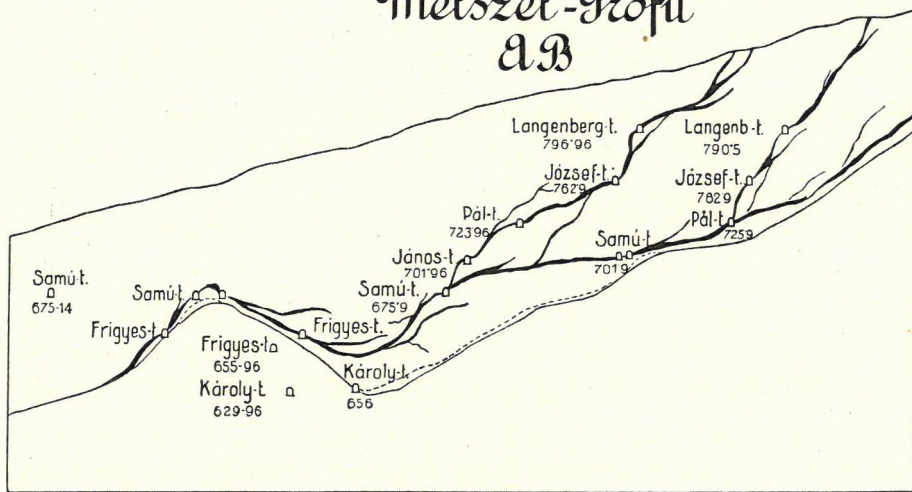
Bereits bei der Betrachtung dieses Profils kann uns die Parallelität des liegendsten, flacheinfallenden Gangtrummes mit der Überschiebungsfläche auffallen. Betrachten wir auch die übrigen Profile RUFFINYI's, von denen der A–B-Schnitt in NON-licher Richtung, also unter einem spitzen Winkel zum Gangstreichen, der C–D-Schnitt aber etwa parallel dazu angelegt ist, wird die oberwähnte Parallelität noch deutlicher unterstrichen. Insbesondere fällt eine buckelförmige Aufwölbung der Amphibolit-Grünschiefergrenze auf, die vom Liegendtrumm gleichfalls kopiert wird.

Sind daher diese Profile richtig, so kann man sich in Übereinstimmung mit den über die Verbreitung der Co–Ni-Erze angeführten Tatsachen nicht des Eindrucks verwehren, dass zwischen der Grenze des Diorit-Amphibolitstockes und den Co–Ni-Gängen auch irgendwelcher ursächlicher Zusammenhang bestehen muss.

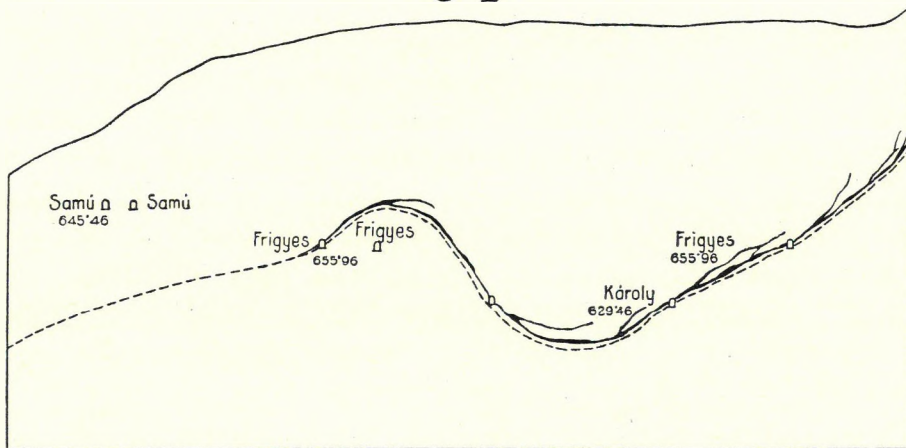
Nach der Schilderung von S. HUSZ setzte die von ihm unterschiedene erste Klasse der Nickel-Kobalterze „entweder unmittelbar an der nördlichen Grenze zwischen dem Tonschiefer und Grünstein, d. h. am Liegendschiefer, oder nicht weit davon im Grünstein“ auf. Unter Grünstein ist der Amphibolit, unter Liegendschiefer sind unsere Grünsteine und Grünschiefer zu verstehen.

Wir können diesen Zusammenhang folgenderweise erklären. Das Gangspaltensystem ist bei der tektonischen Beanspruchung der Eruptivschubmasse in der Nähe seiner Begrenzungsflächen, die von den gegenwärtigen nicht mehr abweichen, aufgerissen. In den bereits von den älteren Autoren geschilderten und von AHLBURG neubetonten tektonischen Verquetschungen der Gangaufüllung müssen wir eine Neubelebung der älteren Dislokationszonen sehen, an denen sich die neue tektonische Beanspruchung am leichtesten auslösen konnte. Der Diorit-Amphibolitstock hat die darin aufsetzenden Lagerstätten auch stofflich beeinflusst, indem sein Tiefenmagma den Charakter der aufsteigenden Produkte bestimmte und für dieselben als ein homogenes Diffusionsmedium im Sinne LIESEGANG's diente.

Metszet-Profil AB



CD



EF

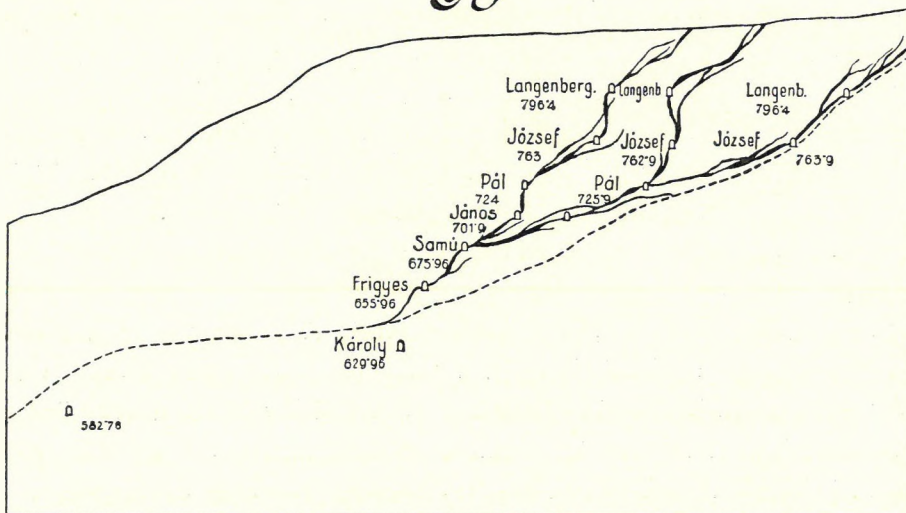


Fig. 16. Profile des Zemberger Co-Ni Gangzuges nach RUFFINYI.

2. Die Johanni-Grube.

Von den S-lich vom Spitzen Hügel streichenden sog. Peckenberg — Birken-Eisensteinzug konnte der Verfasser 1914 die im Csetneker Gründel liegende Johanni-Grube besichtigen. Der höchste auf diesen Gang abzielende eingefallene Stollen lag in 570 m Höhe ü. d. M., der in 1914 befahrbare Stollen in einem 45 m tiefer liegenden Niveau. Mit demselben wurde in 200 m ein Gangsystem erreicht, das bereits in älterer Zeit auf 180 m streichende Länge aufgeschlossen wurde. Ich konnte nur an einer Stelle in der First zwei 0·1—0·2 m mächtige Gangtrümmer beobachten. Mit einem liegenden Querschlag wurde 1914 der 2—2·1 m mächtige, mit 65° nach 13^h7° einfallende Hauptgang verquert. Die sideritische Gangausfüllung liess sowohl in der Hangend-, als auch in der Liegendpartie intensivere Imprägnationen von *Fahlerz* erkennen. Untergordnet war auch *Chalkopirit* anzutreffen. Der *Siderit* wurde örtlich auch von *Ankerit* und *Quarzadern* durchdrungen, der Quarz wurde hin und wieder von *Turmalin* begleitet. Im Laufe des Weltkrieges wurde auch der Johanni-Gang abgebaut.

3. Die Sideritlagerstätten S-lich vom Sajó.

Die beiden zu behandelnden Grubenobjekte bilden den Besitz der Rimamurány—Salgótarjánér E. A. Gesellschaft.

Die Hermanni-Ganggruppe. Die Gänge dieser Gruppe treten in der Porphyroidzone auf. Durch die Hermanni-Stollen wurden ausser kleineren Adern 3 Spatgänge verquert. Dieselben fallen steil in SOS-licher Richtung ein und liessen eine zwischen 0·1—4 m variierende Mächtigkeit erkennen. Bei der IV-ten Rollschutt des unteren Hermanni-Stollens gabelte sich ein Hangendtrumm vom Hauptgang ab, das bei einer Mächtigkeit von 1—2 m auf 30 m Länge zu verfolgen war. Die Siderit-ausfüllung zeichnete sich durch eine ziemlich reichliche *Turmalinführung* aus. Das Gangsystem war durch alte und neue Baue auf eine streichende Länge von nahezu 800 m aufgeschlossen, dabei durch mehrere grössere-kleinere Verwerfungen zerstückelt.

Der westlichere Julius-Gang setzt bereits in der Konglomeratzone auf. Der Lagergang erscheint durch zahlreiche Verwerfungen zerstückelt und besitzt eine zwischen 0·1—3 m variierende Mächtigkeit. Mit Quarzadern stellt sich häufiger in Flatschen und Nestern derber *Eisenglimmer* ein, der wie ein Vertreter des Turmalins der Hermanni-Gruppe erscheint. Auch *Pyrit* ist stellenweise zugegen.

Der Julius-Gang wurde im Jahre 1919 mit dem 856 langen Julius-Erbstollen im tiefsten, vom Sajótal aus stollenmässig erreichbaren Niveau aufgeschlossen. Interessanterweise stellte sich im Erbstollen ein Verflachen im Einfallen sowohl des Nebengesteins, als auch des Lagergangs ein. Während im höheren Niveau des unteren Julius-Stollens ein Einfallen von 40—45° vorherrschte, kann das mittlere Einfallen im Erbstollen mit 20—25° beziffert werden (diese Daten wurden beim Anlegen des Profils der Tafel verwertet).

Es mag nur noch betont werden, dass im Profil der durch die Julius-Stollen verquerten Konglomeratzone die bunten, rot-grünen Sandschiefer und Quarzitsandsteine vorherrschen und das Leit-gestein: das Konglomerat nur den geringeren Anteil der Schichtenfolge bildet. Das eigentliche Hangende der Julius-Ganggruppe bildet, wie ich mich durch Untersuchung einer am Feldorte des Erbstollens gesammelten Probe überzeugen konnte, bereits *Porphyroid* (vergl. das Profil der Tafelbeilage), der dem Perm von S überschoben ist.

b) Die Kupfererz—Quarz—Ankeritlagerstätten.

Vor der Beschreibung der einzelnen Objekte soll vorerst eine von B. v. HORVÁTH durchgeführte Analyse des diese Lagerstätten nebst vorherrschendem Quarz in erster Reihe kennzeichnenden *Ankerits* folgen. Das analysierte Handstück stammt aus der Hirschkohlunggrube. Die analytischen Daten sind die folgenden (S. 33, p. 580): $\text{SiO}_2 = 25.90$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 1.31$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1.07$, $\text{FeO} = 8.38$, $\text{CaO} = 19.89$, $\text{MgO} = 8.58$, $\text{MnO} = 0.70$, $\text{BaO} = \text{Sp.}$, $\text{K}_2\text{O} = 0.62$, $\text{Na}_2\text{O} = 1.50$, $\text{H}_2\text{O}^- = 0.08$, $\text{CO}_2 = 31.87$, $\text{TiO}_2 = \text{Sp.}$, Summe = 99.9.

HORVÁTH berechnete daher die Zusammensetzung mit $\text{CaCO}_3 = 35.50$, $\text{MgCO}_3 = 17.95$, $\text{FeCO}_3 = 13.51$, $\text{MnCO}_3 = 1.13$ und Quarz + Silikate = 31.81.

1. Die Zinnopelkamm-Gruben.

Dieselben haben einen SW-lich unter $20-30^\circ$ einfallenden Gang aufgeschlossen, der in der Grünsteinserie aufsitzt. Der Gang besitzt eine Mächtigkeit von $0.5-1$ m, weist dabei teilweise eine taube Ausfüllung auf. Im W zweigt sich ein Hangendtrumm ab, das sich bei einer geringen Mächtigkeit von

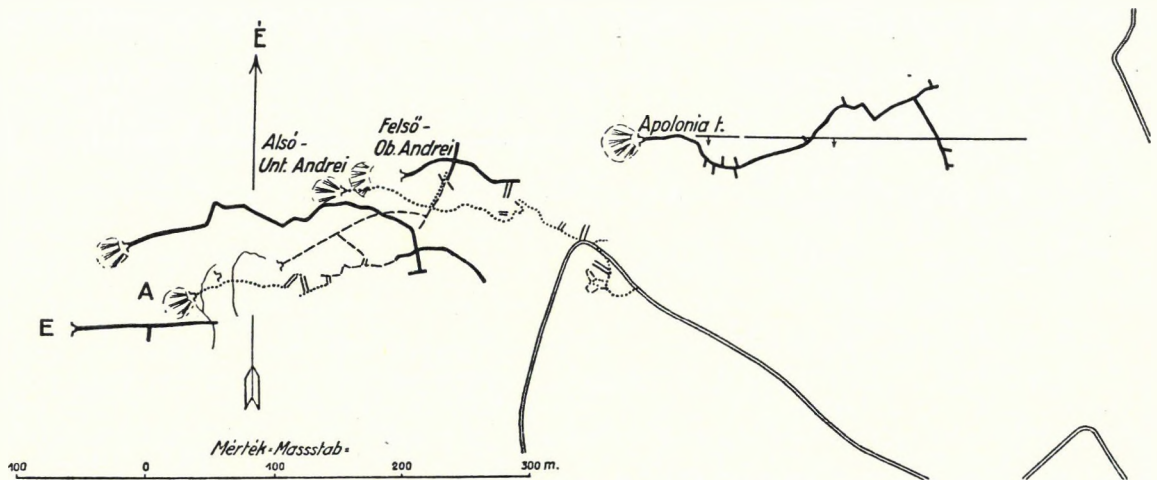


Fig. 17. Situationsskizze der Hirschkohlung—Andrei-Gruben.

$0.1-0.2$ m durch derbe Erze ausgezeichnete. Ausser *Chalkopyrit* und *Pyrit* ist stellenweise auch *Fahlerz* eingebrochen. Die Kupfererze des Zinnopelkammes waren durch ihren hohen Kupfergehalt ($10-20\%$) bekannt. Der Gang war durch die drei Julius-Stollen aufgeschlossen. Der tiefste Stollen (Benjamin-Stollen) war 1914 erst etwa 130 Schritte vorgetrieben und hatte den Gang noch nicht erreicht.

2. Die Hirschkohlung—Andrei-Gruben.

Wie es aus der obenstehenden Übersichtsskizze zu ersehen ist, erstrecken sich die Hirschkohlungsbau auf eine streichende Länge von etwa 700 m. Im Jahre 1914 waren der mit „A“ bezeichnete Stollen und der Erbstollen (E) zu befahren. Wir befinden uns bereits in der Porphyroidzone. Der Gang erreichte eine Mächtigkeit von 2 m und darüber und fiel mit $30-45^\circ$ nach 10^h ein. Unter dem mit „A“ bezeichneten Stollen am Niveau des Mittellaufes wurde der Gang durch einen mit ihm parallel verlaufenden, aber steil nach S einfallenden Verwurf abgeschnitten, dessen Ausrichtung im Jahre 1914 noch nicht gelungen war.

Im Erbstollen war daher die Tiefenfortsetzung desselben noch unbekannt.

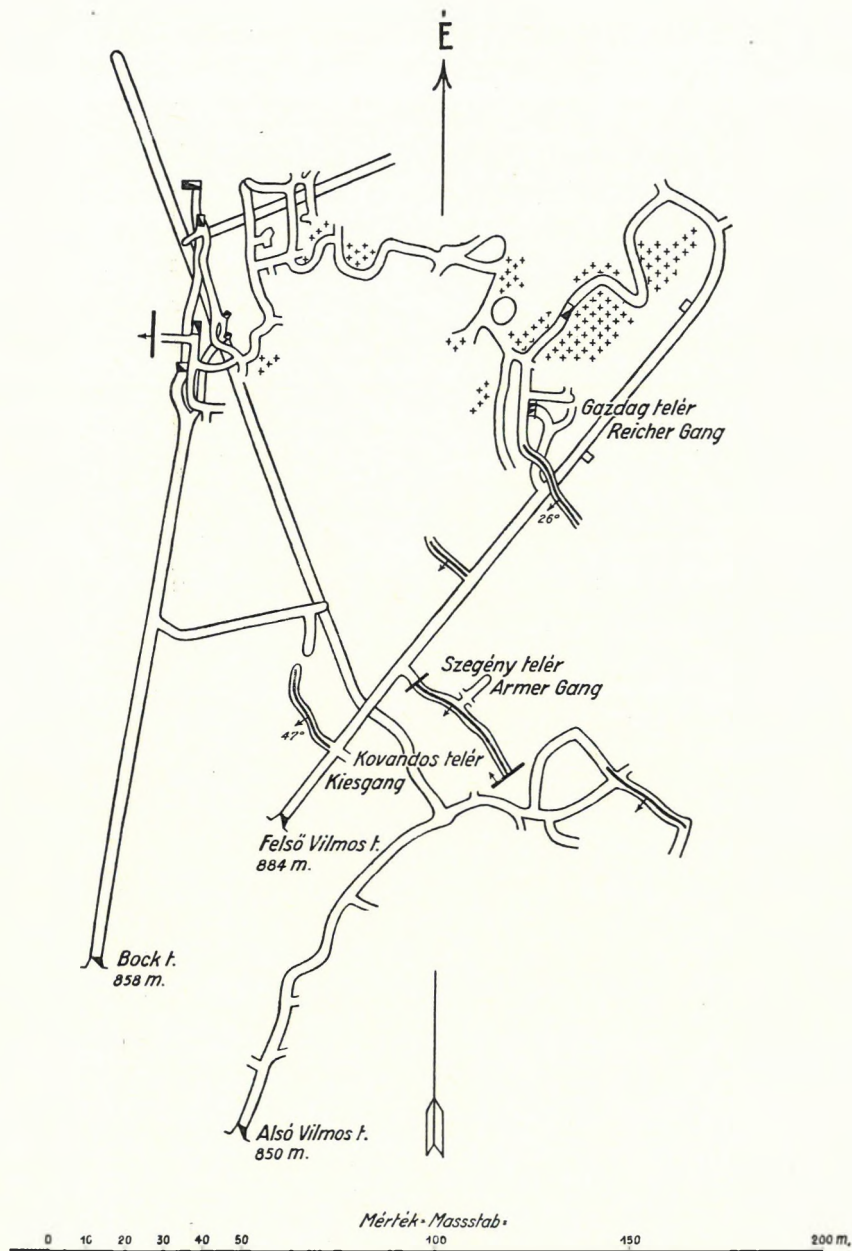


Fig. 18. Grundriss der Kupfergruben am Schwarzenberg.

3. Schwarzenberg.

Der Bergbau der Schwarzenberger Gruben blickt auf eine Vergangenheit von mehreren Jahrhunderten zurück. Die Bergstadt Dobsina liess am Ende des XVII. Jahrhunderts die aufgelassenen Stollen neu aufschliessen und hat durch den Abbau derselben das Fundament zu ihrem späteren Wohlstand niedergelegt.³⁸

³⁸ Die beiden Vilmos-Stollen lassen tatsächlich noch typische Schlängel- und Eisenarbeit erkennen und nur in den inneren Partien hört dieselbe auf. Etwas über der Grenze der Schlängel- und Eisenarbeit ist im oberen Vilmos-Stollen die Jahreszahl 1726 eingemeisselt zu sehen.

Die Gangverhältnisse sind am instruktivsten im oberen Vilmos-Stollen oder Stefanie-Stollen zu beobachten (S. Fig. 18). Der Stollen verquerte vorerst den 1–3 m mächtigen Kies-Gang, dann den ebenso mächtigen Armen-Gang. Beide Gänge führen auch *Pyrit* und *Chalkopyrit*, zeigten aber nur ärmliche Resultate. (Bessere Mittel ergaben 1–2% Cu.) Eine reichlichere Erzführung beschränkte sich nur auf den N-lichen Reichen-Gang. Es ist dies ein flach unter 10–30° einfallendes Lagergangsystem, dessen Gesamtmächtigkeit im Oberen Vilmos-Stollen bis auf 12–13 m angeschwollen ist. Die alten Baue beschränkten sich auf die einen grösseren Adel aufweisende Liegendpartie des Systems. Die Sulphidführung machte im Jahre 1914 auch $\frac{1}{5}$ – $\frac{1}{3}$ der Gangmasse aus, nur war dem Chalkopyrit reichlicher Eisenkies beigemischt. Nach Angaben haben Durchschnittsproben 3·5–6% Cu ergeben.

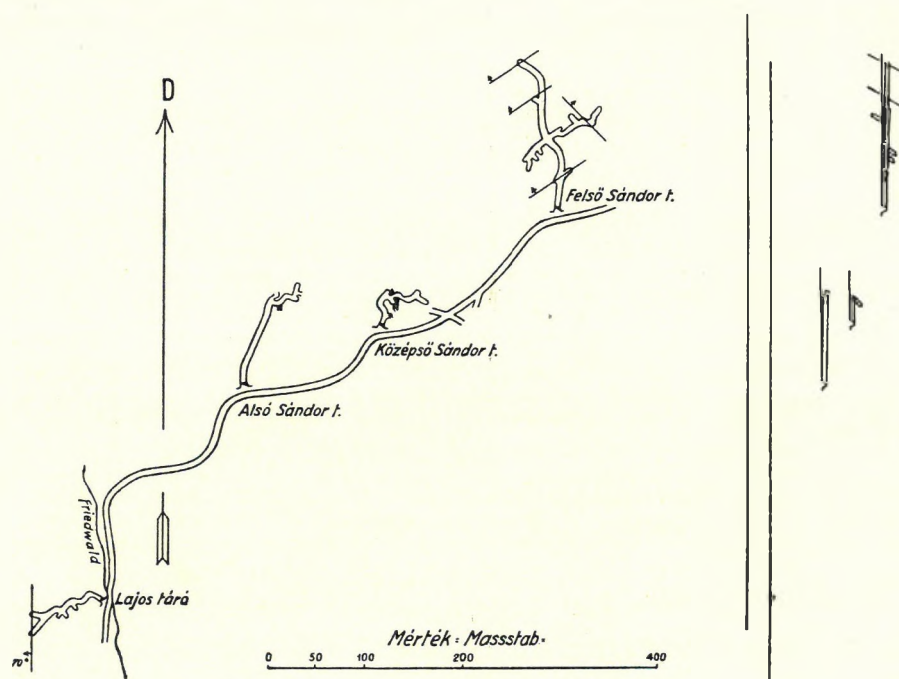


Fig. 19. Situationsskizze der Friedwald-Gruben.

Im Bock-Stollen war noch der liegendste, 0·15–0·3 mächtige, aber erzeiche Kramer-Gang aufgeschlossen. Im allgemeinen waren daher nur Pocherze vorrätig.

Die Schwarzenberger Gänge setzen bereits in der Schiefer-Plattenquarzitgruppe der Konglomeratzone auf. Die Lagergänge fallen SW ein, das Einfallen geht aber nach W zu in ein westliches über.

4. Die Friedwald-Gruben.

In der Porphyroidzone finden wir hier 4 Schurfstollen (Fig. 19). Der im untersten Lajos-Stollen erschotene 0·2–0·5 m mächtige Gang fällt SO-lich unter 40° ein. Nach O gabelt er sich, wird aber am Feldort von einer Verwerfung abgeschnitten. Im Unteren Sándor-Stollen fand ich alte Baue nur auf eine kurze Strecke aufgeschlossen, nach W zu werden sie von einem Verwerfer begrenzt. Im Mittleren Sándor-Stollen waren zwei unter 28° nach SO einfallende Gangtrümmer mit den Mächtigkeiten von 0·3 und 0·5 m zu beleuchten. Im Oberen Sándor-Stollen schwankte die Mächtigkeit des ähnlich einfallenden Ganges zwischen 0·1–0·8 m. Der Stollen war im Hangenden

des Ganges entlang eines Querverwurfes, der stellenweise auch *malachitische* Verwitterungsprodukte erkennen liess, noch weiter vorgetrieben, hat dabei aber nichts Nennenswertes erreicht.

Die in den Friedwald-Stollen aufgeschlossenen Gänge sind durch kleinere Verwerfungen zerstückelt. Sie führen als Erze *Chalkopyrit* und *Pyrit*; ferner kann noch das Auftreten von *Turmalin* verzeichnet werden.

5. Die Za Skalou-Grube.

Anhangsweise soll auch diese alte Kupfergrube kurz erwähnt werden. Sie führt keinen *Ankerit* mehr, die vorherrschende Quarzausfüllung wird von *Siderit* begleitet. Die Lagerstätte setzt in der Porphyroidzone auf. Am Ausbiss und im István-Stollen hat eine Verdrängung des Nebengesteins durch Quarz in grösserem Massstab stattgefunden, so dass man von einem über 15 m mächtigen Quarzstock reden kann, der allerdings Zwischenlagerungen von meist stark verquarztem *Porphyroid* enthält. Es finden sich hier grosse alte Verhaue. Die *Chalkopyrit*, *Pyrit*, untergeordnet auch *Fahlerz* führende Ausfüllung ergab durchschnittlich 1—2·5%ige Kupfererze, der Kupfergehalt der Oxydationszone war aber bedeutend höher. Im László-Stollen und im Erbstollen war ein nach 5^h streichender, 2 m mächtiger Gang aufgeschlossen, in dessen Ausfüllung *Siderit* bereits eine bedeutendere Rolle spielte.

Schliesslich mag noch erwähnt werden, dass infolge des im Laufe des Weltkrieges bei den Zentralmächten obwaltenden Kupfermangels die Grubenobjekte: Schwarzenberg, Za Skalou, Zinnopelkamm und Hirschkohlung in Betrieb gesetzt wurden. Die Produktion an Klauberzen betrug 3200 t, während die Aufbereitung der Pocherze infolge eines unrichtig gewählten Flotationsverfahrens, bis zum Ende des Krieges nicht ganz gelöst war. Immerhin wurden auch Flotate erzeugt. Ich hatte leider keine Gelegenheit, die Neuaufschlüsse des Kriegsbetriebes zu besichtigen.

Zur Illustration der Zusammensetzung der gewonnenen Erze mögen folgende Betriebsanalysen des Jahres 1918 dienen (Analytiker Zs. v. SZINYEI-MERSE).

	Cu	FeO	SiO ₂	CaO	Al ₂ O ₃	S
Klauberze	10—10·5	10·8—26·6	22·8—63·4	6·1—9·6	11·6—12·9	12·8—15·5
Arme Erze	0·2—1·8	3·6—10·4	41—72·2	7—19·3	2—8·3	1—5·6

Die Zusammensetzung des zur Flottierungsprobe eingesandten Haufwerks war nach HUMBOLDT die folgende:

Cu = 2·55, Fe₂O₃ = 12·01, SiO₂ = 30·44, CaO = 13·13, Al₂O₃ = 4·54, MgO = 5·57, As = Sp., Sb = 0·67, Bi₂O₃ = 0·1, Ag = 19 gr/t.

H) DER TEKTONISCHE AUFBAU DER UMGEBUNG VON DOBSINA.

Die Detailtektonik unseres Arbeitsgebietes kann mit Hinweis auf die geologische Karte und die Profile der Tafel kurz im Folgenden skizziert werden.

Die intensive Verschuppung der Vepor-Serie geht aus dem geologischen Kartenbild unmittelbar hervor.

Das tektonische Bild der Zipser Decke wird ausser den nach N gerichteten Überfaltungen noch durch mehrere Überschiebungen beherrscht, die bereits die N-liche Grünschieferzone in mehrere Schuppen zerlegen. Die erste Verschuppung wird durch den N-lichen Karbonzug indiziert. Die Diorit-

unterlage des Karbons und die Zugesellung von Permkonglomerat W=lich des Guglgipfels weist bereits auf tektonische Komplikationen grösseren Massstabes hin. Das gleiche ist beim S=licheren Anteil der Grünschieferzone der Fall, wie dies im Profil veranschaulicht wurde.³⁹

Im allgemeinen kennzeichnet sich dieses Schuppenpaket der N=lichen Grünschieferzone durch eine reichlichere Beteiligung an den devonischen (?) Karbonatgesteinen, an Tiefengesteinen und an Karbon. Dadurch scheint ihm gegenüber der O=lich vom Ebersberg weiter O=wärts streichenden Grünschieferzone eine gewisse Selbständigkeit zuzukommen.

Das Verhältnis der Grünschieferzone zur Porphyroidzone ist nicht sicher zu erfassen. In Anbe=tracht des Umstandes, dass N=lich von Sajóréde (Rejdova) und W=lich der Hirschkohlung=Gruben, an der Grenze der beiden Zonen, Fetzen des permischen Konglomerats erscheinen, scheint zwischen den beiden Zonen eine Überschiebungsfläche vorzuliegen. Die zentrale Porphyroidzone weist hier eine noch bescheidenere Entwicklung auf. Im Süden ist ihr eine vom Aranyhegy (Radzim) gekrönte, aus Porphyroid und aus der S=lichen Grünschieferzone u. s. w. bestehende Schuppe überschoben.

Unser Untersuchungsgebiet zeichnet sich daher durch die reichliche Beteiligung der jüngeren Formationsgruppen aus, welcher Umstand durch das Auftreten der Trias noch besonders unterstrichen wird. Wir erhalten das Bild eines nach W sich ausspitzen, vielfach verschuppten Deckenrandes. Es hat den Anschein, dass die Nordverfrachtung der Zipser Decke durch die Hemmwirkung der Vepor=Serieschwelle hintangehalten wurde, wobei eine intensive Verschuppung der Nachbarzonen sich eingestellt hat.

O=lich vom Sajó ändert sich das Bild. Die zentrale Porphyroidzone steigt jäh empor, gewinnt an Breite und türmt sich zu einer bedeutenden Höhe an; gleichzeitig bleiben die jüngeren Formationsglieder aus, beziehungsweise setzen sie sich in NO=licher und SO=licher Richtung fort. Eine Darstellung des Gesamtbildes der Zipser Decke soll im folgenden Abschnitt versucht werden.

Nebst der Überfaltungs= und Überschiebungs=Tektonik spielen auch Brüche und Verwerfungen eine bedeutende Rolle. Die dadurch entstandenen Spalten, die eine mineralische Ausfüllung erlangt haben, stellen sich als die Lagerstätten dar und ihr Streichen fällt vorherrschend mit jenem des Nebengesteins zusammen. Wie wir es bei der Beschreibung der Lagerstätten und bei der Verfolgung der Karbon=schollen gesehen haben, sind auch Querverwerfungen reichlich zugegen.

Streichende Brüche ohne mineralische Ausfüllung sind naturgemäss auch vorhanden. Ein der=artiger Bruch scheint entlang dem O—W gerichteten Anfangszweig des Sajó=Flusses zu verlaufen. Ein Blick auf die geologische Karte belehrt uns darüber, dass die geologischen Verhältnisse der beiden Ufer des Flusses miteinander nicht gut korrespondieren. Die Fortsetzung des Bruches scheint sich an der S=Lehne des Suchy Vrh, an der S=Grenze des Porphyroids fortzusetzen und den N=lichen, O—W streichenden Teil der Porphyroidzone von den SO=lich streichenden zu scheiden.

1) DAS ALLGEMEINE BILD DER ZIPSER DECKE.

Im Laufe unserer Untersuchungen wurde vielfach auf verschiedene Teile des Szepes—Gömörer Erzgebirges Bezug genommen. Um einerseits die Orientierung zu erleichtern und die Stellung unseres

³⁹ Das in der Richtung des Erbstollens angelegte dritte Profil der Profiltafelbeilage wurde zur deutlicheren veran=schaulichung der S=lichen Überschiebung durch die Beifügung der geologischen Verhältnisse des durch den Scharfenberg fixierten nächsten östlichen Bergrückens ergänzt.

Untersuchungsgebietes in der Zipser Decke darzustellen, anderseits auch einige allgemeine Charakterzüge der Zipser Decke zu beleuchten, wurde es versucht, durch eine Kombination der Wiener und ungarischen Aufnahmen ein Bild der Zipser Decke zu entwerfen (Siehe Fig. 20, pag. 105). Die Angaben der Karten wurden teilweise den hier vertretenen Anschauungen gemäss umgedeutet.

Auf Grund dieses Entwurfes gewinnen wir über die Zipser Decke folgendes Bild.

Zwischen den beiden Kulminationen des Vepor- und des Branisko-Gebirges finden wir in einer axialen Depression die Zipser Decke girlandenartig nordwärts vorgetrieben.

Den Hauptträger der Zipser Decke bildet die Porphyroidzone, d. h. das eigentliche Volovec-massiv STUR's. Im Streichen derselben finden wir zwei grössere Bögen. Der O-liche Bogen streicht von Kisida parallel dem Branisko nach NW, biegt zwischen Gölnichánya (Gelnice) und Szomolnok (Smolnik) um und lässt bis Rozsnyó (Rožnova), nach den Beobachtungen von H. v. BOCKH ein SW-liches Streichen erkennen. Von Rozsnyó bis Felsősjó ist das Streichen abermals ein NW-liches, biegt da um, der SW-lich streichende Gegenflügel ist aber von geringer Ausdehnung und ist am Vepor-Massiv verdrückt. Mit dem Emportauchen der Vepor-Serie schrumpft die Zipser Decke zusammen und setzt sich W-lich von Mártonháza (Ochtina) nur als ein schmaler Streifen fort. In der Porphyroidzone erblicken wir die Kernzone der Zipser-Decke.

Die N-liche Grünschieferzone bildet an der Nordstirn der Porphyroidzone einen von Kassa (Košice) bis Sajóréde (Rejdova) verfolgbareren kontinuierlichen Zug, der in seiner mittleren Partie auch eine ziemliche Breite aufweist. Die früher erwähnte Zweibogenteilung ist am Grünschieferzug nur leise akzentuiert.

Wie es im Vorangehenden dargetan wurde, sind auch die Anzeichen eines S-lichen Grünschieferzuges vorhanden. Die bekannten Vorkommen zeichnen sich vorwiegend durch den Gehalt an einer *Crossit*-ähnlichen Hornblende aus. Die einzelnen Vorkommen besitzen aber eine viel zu geringe Ausdehnung, als dass sie auf unserer Karte aufgenommen werden könnten. Es wurde daher nur die W-liche und O-liche Endigung derselben aufgetragen. Über ihr Alter sind verschiedene Ansichten verlautet worden (s. BOCKH 12, p. 44). Es scheint mir aber nicht ausgeschlossen, dass es sich um eine grösstenteils durch die Trias verdeckte Südzone handelt, die nur meist entlang einzelner Aufbrüche (und Überschiebungen) an die Erdoberfläche gelangt.

Über die Verbreitung der N-lichen Konglomeratzone wurden bereits bei der Behandlung derselben viele Einzelheiten angeführt. Sie umfasst den Hauptteil des Oberkarbons von STUR; das eigentliche Perm STUR's: die rote Serie ZELENKA's wurde auf unserer Karte besonders ausgeschieden. Nach der Auffassung ZELENKA's ist sie als eine besondere tektonische Einheit zu betrachten.

Die S-liche Konglomeratzone umfasst das Oberkarbon und Perm BÖCKH's und seiner Schule, den kalkfreien Teil des Karbons der Wiener Aufnahme. Infolge der weiten Fassung dieser Stufen durch BOCKH ist möglicherweise der S-liche Konglomeratzug O-lich zu breit ausgefallen. In Abweichung von der Wiener Aufnahme wurde von BOCKH auch ein von Krasznárválja über den Pipitka bis zur Gemeinde Dénes streichender Permzug ausgeschieden, der auf unserer Karte auch aufgenommen wurde.

Wir kommen nun auf das Oberkarbon zu reden. Bei der hier vertretenen engeren Fassung desselben besitzt dasselbe eine nur geringe Verbreitung und scheint auf den N-Rand der Zipser Decke beschränkt zu sein. Der O-liche Magnesitkarbon- und Konglomeratkarbonzug erscheint unmittelbar im

Hangenden der Branyisko-Serie und eine ähnliche Position weist auch der W-liche Magnesitkarbonzug gegenüber der Vepor-Serie auf. Die sonstigen sicheren Karbonvorkommen treten in analoger Lage oder in Verschuppungen am Nordrand der Zipser Decke auf.

Inwiefern die sonst noch von FOETTERLE und STUR am S-Saum des Szepes-Gömörer Erzgebirges als Karbon ausgeschiedenen Kalke u. s. w. dem Oberkarbon zuzurechnen seien, als auch die Beteiligung des Oberkarbons in der S-lichen Konglomeratzone ist zurzeit nicht diskutierbar. Nachdem nämlich ŠUF, wie es bereits erwähnt wurde, SW-lich von Feketepatak das triassische Alter der von den Wiener Geologen als Karbon ausgeschiedenen Schiefer, Sandsteine und Kalke nachgewiesen hat, erheischt die Abscheidung des Karbons am Südsaume neue Studien an Ort und Stelle. Auf unserer Skizze haben wir SW-lich von Feketepatak das Karbon der Wiener Karte in ihrer Gänze der Trias zugerechnet, S-lich von Csetnek aber noch als Karbon belassen. Tatsächlich ist freilich bisher nur das oberkarbone Alter des etwa bei Mártonháza endigenden „Magnesitkarbon“-Zuges nachgewiesen.

Bereits die Untersuchungen von ŠUF und auch die bei der Beschreibung der Trias angeführten Beobachtungen weisen darauf hin, dass man auch — was die Trias anbelangt — mit bedeutenderen Komplikationen zu rechnen hat. Mit dieser Vorstellung stimmen auch die Beobachtungen vom Kollegen GY. VIGH überein, der nach seinen freundlichen mündlichen Mitteilungen gelegentlich eines Besuches der bekannten Triasfundstelle des Somhegy von Dernő zu folgenden Schlüssen gelangte:

Die Werfener Stufe ruht der alpaläozoischen Phyllitserie auf; der Werfener Schiefer taucht nach einem Bruch weiter S-lich wieder auf und bildet die Basis der S-lichen triassischen Kalkzone.

Die dreieckige Triasscholle des Somhegy ist auf den Phyllit und die Werfener Schiefer überschoben. In dieser Scholle ist die mittlere und obere Trias vertreten; die dunklen und hellgrauen Kalke führen in ihren tieferen Teilen *Algen* und *Gyroporellen*, zu oberst aber *Lycoden*. Dieser Schubscholle reihen sich seitlich kleinere Schollen an, in denen folgende Stufen des Mesozoikums vertreten sind:

1. Dunkelgraue Kalke mit der bekannten norischen—rhätischen Fauna.
2. Dunkelgraue Kalkmergel unbekannten Alters mit dunklen Hornsteinknollen. Sie weisen eine gewisse Ähnlichkeit mit der Fleckenmergelfazies der NW-Karpaten auf.
3. Zu unterst eine Brekzie, die Bruchstücke der vorangehenden Serie enthält und darauf folgen die roten Kalke des unteren- und mittleren Lias in der Adneter Fazies.

Es ist bemerkenswert, dass im Bereiche der S-lichen Kalkzone diese Fazies und der Lias anderwärtig überhaupt noch nicht aufgefunden sind.

K) VERGLEICH DES PALÄOZOIKUMS DER UMGEBUNG VON DOBSINA MIT JENEM DER SUDETEN UND OSTALPEN.

Infolge der Versteinerungslosigkeit der meisten Schichtenfolgen der Zipser Decke haben verschiedene Forscher das Alter einiger Serien durch Analogien zu lösen versucht. Die Analogien mit einigen hier in Betracht kommenden Gebieten sollen in den folgenden Zeilen erörtert werden.

Analogie mit den Sudeten. Bereits F. v. HAUER hat bei der Deutung der Grünschieferzone als Devon auf gewisse Reminiszenzen an die Sudeten zurückgegriffen. Neuestens hat insbesondere die Brünner Schule (WOLDŘICH, STEJSKAL, K. ZAPLETAL) diese Analogien weiter auszubauen versucht. Von Dr.

J. STEJSKAL und Dr. WOLDŘICH werden die Devonschichtenfolge des Würbentaler Devongebietes und gewisse Glieder der Zipser Decke folgendermassen gleichgestellt (76, p. 441).

Würbentaler Devongebiet			Zipser Decke
Liegendes:		Algonkium.	
Devon: Untere Gruppe:	Basalplattenquarzite und Konglomerate, ferner dunkle Tonschiefer		Konglomeratzone
Mittlere „	Diabas- und Quarzkeratophyrergüsse, lokale Kalksteinbänke		Porphyroidzone
Obere „	Ton- und Grauwackenschiefer, Grauwacken, Kalksteinbänke und jüngere Diabasgänge		Diabaszone

An der Wende vom Devon zum Kulm kam es zu orogenetischen Bewegungen und zur teilweisen Erosion, so dass die basalen Kulmkonglomerate ausser Geröllen von Gneis, Granit und verschiedenen Devongesteinen auch solche von Devonporphyroiden enthalten (1. c., p. 442). Während der Faltung in der postkulmischen (?) Zeit kam es zur Intrusion der *Gabbroamphibolite* bei Zöptau und zur Intrusion des *Kopernikgneis=Massivs*. Die sog. *Gabbroamphibolite* von Reihwiesen sind umgewandelte *Diabase* und *Diabastuffe*. Im Oberkarbon traten endlich nach beendeter Faltung des Silesikums jüngere Granite hervor (1. c., p. 449. Zusammengestellt nach Untersuchungen von KRETSCHMER, BECKE, SUESS, CLOOS und BEDERKE). Nach der Ansicht von K. ZAPLETAL würde das Westvariszische (im Phillitanteile mit Klastika im Liegenden, dynamisch z. T. entfärbtem Old=Red, mit Diabasen im mittleren Anteile, in Grünschiefer verwandelt) vom Hohen Gesenke in das Moravische und von dort in die Karpaten, und zwar über die Kleinen Karpaten, über den Inovec, Tribec und das Altgebirge zum Vepor und das Szepes—Gömörer Gebirge hinüberziehen (93, p. 120, 95). Im Vepor glaubt ZAPLETAL ein Analogon des Bittescher Gneises aufzufinden. ZAPLETAL lässt übrigens in der Zipser Decke gemäss der älteren Auffassung der Dobsinaer Schichten als Unterer Karbon, zwischen Devon und Karbon die bretonische Faltung folgen. Hierauf — nach der sudetischen Faltungsphase — Ablagerung des klastischen Oberkarbons mit Porphyren im Sinne ZELENKA's; dann asturische Hauptfaltungsphase und Denudation und hierauf Sedimentation des jüngeren Perms und der Werfener Schichten (94, p. 124).

Nach unseren Untersuchungsergebnissen sind die Analogien zwischen den beiden Gebieten bedeutend geringer, als es die Brünner Schule haben möchte.

Analogie mit den Ostalpen. Auf die innigen Beziehungen der Formationen des Szepes—Gömörer Erzgebirges zu der Grauwackenzone der Ostalpen ist schon oft hingewiesen worden (BOCKH, REDLICH, UHLIG u. s. w.) und diese Analogie wird durch das Auftreten analoger Erzlagerstätten (Magnesit-, Siderit- und Kupfererzlagerstätten) noch besonders unterstrichen. Bekanntlicherweise ist man auch in den Ostalpen trotz dem Nachweis mehrerer Stufen des Paläozoikums, noch zu keiner völligen Übereinstimmung gelangt und die Ansichten gehen noch weit auseinander. (FR. HERRITSCH 30, p. 217, R. SCHWINNER 72, p. 211.)

Nach der Auffassung der Grazer Schule werden die verschiedenen Metamorphosen und Schuttbildungen in folgenden Zusammenhang gebracht:

Altkristallin:
(Metamorphose voralgonkisch nach HERRITSCH;
Kolevisch—Jutalisch nah SCHWINNER).

- I. Oft injizierte *Schiefergneise* mit *Amphibolit* und *Eklogit*.
II. *Granatglimmerschiefer* mit *Marmoren*, *Amphiboliten* und *Graphitquarziten*.

Algomanische Faltung.

Halbmetamorphe Abtragungsprodukte der vorangehenden Einheit.

- III. a. Rannachkonglomerat (mit wohlgerundeten, meist ausgewalzten Quarzgeröllen, seltener solchen von Gneis und Granit), Quarzphyllite, schieferige Glimmerquarzite. Daneben spärlich Grünschiefer und unreine Marmore. Jotnisch (SCHWINNER).
III. b. Wildschönauer Serie (Kambrium nach SCHWINNER). Dahin gehören die Grauwackeschiefer HAMMERS's, ferner Porphyroide, gelegentlich Diabase.

Carodoc—Sandstein.

Wenig metamorphes Paläozoikum.

- Erzführender Kalk (Silur=Devon). Bretonische oder sudetische Faltung. Konglomerate und Sandsteine (Schatzlarer und Ottweiler Schichten).
Saalische Faltung.
Triassische Transgression.

Was das genauere Alter der Porphyroide anbelangt, so lagern die Porphyroide nach SPENGLER überall zwischen Silurgesteinen und A. KERN hat es nachgewiesen, dass der Absatz des erzführenden Kalkes bei Eisenerz mit schwach ausgeprägter Transgressionsdiskordanz auf den an seiner Oberfläche mehr oder minder zergrusten Porphyroid stattgefunden hat, demnach in den liegendsten Bänken der Erzformation Porphyroiddetritus erscheint (39, p. 25). Die Silurgesteine sind nach SPENGLER dunkle graphitische, leicht metamorphe Tonschiefer, schwarze Graphitkieselschiefer, hellgraue bis weisse quarzitisches Sandsteine und Kalksteinbänke. Die Graphitschiefer ähneln jenen des Karbons (SPENGLER I c., p. 21) und können daher mit den klastischen Gliedern unserer Porphyroidzone wohl verglichen werden. Der erzführende Kalk ist an vielen Stellen stark durchbewegt. „Er besitzt dort ein ausgesprochen flaseriges Gefüge, die Schichtflächen sind oft stark mit Glimmer belegt, so dass geradezu Übergänge in Kalkphyllit entstehen“ (SPENGLER I c., p. 21).

Die metamorphe Fazies der Devonkalke (Flaserkalke, Schieferkalke u. Bänderkalke) ist übrigens auch in der unmittelbaren Nähe des normalerhaltenen Devons von Graz als Schöckelkalk bekannt.

Ein Vergleich des Dobsinaer Karbons mit jenem der Alpen stösst nach den Erwägungen von GY. RAKUSZ zurzeit noch auf grosse Schwierigkeiten (61, p. 157).

Auch über die Beteiligung des Perms am Aufbau der Ostalpen gehen die Meinungen noch weit auseinander. Die Grazer Schule möchte im Hauptanteil der dem Perm zugezählten Gesteinsserien (Verrucano, Semmering, Tarntaler, Radstätter Quarzit u. s. w.) und auch in der Silbersberg-

grauwacke die litorale Fazies der bathyalen Wildschönauer Schieferserie erblicken (SCHWINNER I c., p. 370), wobei als Hauptargument die stärkere Metamorphose dieser Gesteinsserien gilt.

Was schliesslich das Auftreten von *Grünsteinen* und *Grünschiefern* im Paläozoikum der Ostalpen anbelangt, so sind diese „leider in so ziemlich allen unseren ostalpinen Gesteinsserien vertreten“ (SCHWINNER I c. p., 346). In den Kitzbühler Alpen treten innerhalb der Wildschönauer Schiefer nach der Kartierung von TH. OHNESORGE zwei Gruppen basischer Gesteine auf (74, p. 497). Die eine Gruppe besteht aus deckenförmig der oberen Partie dieser Schiefer eingelagerten grünen und violetten Gesteinen (*Albitchloritschiefer*, *Epidotchloritschiefer* u. s. w.), die Effusivdecken und deren Tuffe darstellen. Wie es scheint, stecken darunter zahlreiche isolierte Vorkommnisse von körnigen *Monzonitdiabasen*, über deren Lagerung nichts sicheres zu sagen ist.

Einen weiteren Grünschieferhorizont bildet das Devon. Schliesslich treten nach HAMMER auch in der Zone des „graphitführenden“ Karbons drei feinkörnige Marmorzüge auf, die in engster Vergesellschaftung mit Grünschiefer stehen (29, p. 9) und auch SPENGLER hat basische Eruptivgesteine im Graphitschieferkarbon vorgefunden (73, p. 26).

Die besonders von V. UHLIG betonte Ähnlichkeit im Aufbau der Ostalpen und des hier behandelten Gebietes ist nicht zu verkennen. Betrachten wir z. B. das Profil VI. bei SPENGLER (I c. Tafelbeilage). Auf Altkristallin (Analogon: Veporkristallin) lagern Quarzite, dann leicht kristalline Bänderkalke und hellgrauer Dolomit, d. h. die „Semmeringquarzit- und Semmeringtrias“-Serie (Analogon: Föderataquarzite und Föderatakalke). Auch die Reibungsrauwacke fehlt in den Alpen nicht. In den Alpen folgt darauf, wie im Dobsch-Bach überschobenes Graphitschieferoberkarbon (mit ausgewalteten Konglomeratbänken und feinkristallinen Bänderkalken) und hierauf die Grauwackenserie (Quarzphyllit, Grauwackenschiefer Porphyroid u. s. w.). Bezüglich der Föderatakalke und Quarzite habe ich mich bereits für Altpaläozoikum, also im Sinne SCHWINNER's, HERRITSCH's, TRAUTH's u. s. w. entschieden.

Gestützt auf diese Analogie wird man in Ermangelung anderer Stützpunkte für unsere Porphyroide und für die mit ihnen vergesellschafteten Sedimente auch ein kambrisch-silurisches Alter fordern. Entsprechend den Analogien mit den Sudeten und den Alpen wird dann für die Grünschieferzone in Übereinstimmung mit HÄUER, WOLDŘICH u. s. w. ein silurisch-devonisches Alter das wahrscheinlichste. Im Gegensatz zu den Alpen und Sudeten ist in der Zipser Decke das Altpaläozoikum nur in seiner metamorphen Fazies bekannt. Einen weiteren Unterschied gegenüber den Alpen bildet die Intrusion von Tiefengesteinen in die altpaläozoische Serie, in welchem Umstand man eher ein sudetisches Analogon erblicken könnte.

Die voroberkarbone Schichtenfolge der Zipser Decke weist eine höhere Druckmetamorphose auf, als jene der Ostalpen im allgemeinen und hat bisher keine Versteinerungen geliefert.

Es ist daher weiteren mühsamen Forschungen und eventuellen Aufsammlungen vorbehalten, die bereits in schleierhaften Umrissen auftauchenden Analogien weiter auszubauen und sie auf eine sicherere Basis zu stellen, als es gegenwärtig möglich ist.

IRODALOM. — SCHRIFTTUM.

1. ACKER, V.: Csetnek és Pelsőc vidékének geológiai viszonyai. A M. Kir. Földt. Int. Évi Jelentése 1905-ről. Bp. 1906, p. 156.
— Geol. Verhältnisse der Gegend von Csetnek u. Pelsőc. Jahresb. d. Kgl. Ung. Geol. Reichsanstalt für 1905. Budapest, 1907, p. 184.
2. ÁHLBURG J.: A fetsőmagyarországi Érchegeység értermő helyei. A M. Kir. Földt. Int. Évkönyve, Bp. 1913, p. 329.
— Über die Natur u. das Alter der Erzlagerstätten des Oberungarischen Erzgebirges. Mitt. a. d. Jahrb. d. Kgl. Ung. Geol. Reichsanstalt, Bp. 1913, p. 375.
3. Freih. v. ANDRIAN: Die Erzlagerstätten in Zips und Gömör. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanstalt. Bd. X. Wien 1859, p. 20.
4. — Umgebung von Dobschau. Ibidem, p. 79.
5. — Bericht über die Übersichtsaufnahme im Zipser u. Gömörer Komitate. 1858, Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst., Bd. X. Wien, 1859, p. 548.
6. — Umgebung von Dobschau. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanst., Wien, 1867, p. 257.
7. — Vorlage der Aufnahmekarte für 1867 (Umgebung von Dobschau und Csetnek). Ibidem, 1868, p. 55.
8. BERGEAT—STELZNER: Die Erzlagerstätten, Leipzig, 1904—1906, p. 872.
9. BEUDANT, F. S.: Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818, Paris, 1822.
10. BEYSLAG—KRUSCH—VOGT: Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine. Bd. II, 2te Hälfte. Stuttgart, 1913, p. 298.
11. BöCKH, H. v.: A gömörmegyei Vashegy és a Hradek környékének geológiai viszonyai. A M. Kir. Földt. Intézet Évkönyve, XIV. Bp. 1905, p. 57.
— Die geologischen Verhältnisse des Vashegy, des Hradek und der Umgebung dieser (Comitat Gömör). Mitt. a. d. Jahrb. d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt, Bd. XIV. Bp. 1905, p. 65.
12. — Adatok a szepes—gömöri Érchegeység lerakódásainak taglalásához. A M. Kir. Földt. Intézet Évi Jelentése 1905-ről, Bp. 1906, p. 39.
— Beiträge zur Gliederung d. Ablagerungen des Szepes—Gömörer Erzgebirges. Jahresb. d. Kgl. Ung. Geol. Reichsanstalt für 1905, Bp. 1907, p. 46.
13. — A szepes—gömöri Érchegeység Nagyrőce, Jolsva és Nagyszlabos környékére terjedő részében eszközölt részletes földtani felvételekről. A M. Kir. Földtani Int. Évi Jelentése 1906-ról, Bp. 1907, p. 136.
— Über die geologische Detailaufnahme des in der Umgebung von Nagyrőce, Jolsva u. Nagyszlabos gelegenen Teiles des Szepes—Gömörer Erzgebirges. Jahresb. d. Kgl. Ung. Geol. Reichsanstalt für 1906. Bp. 1908, p. 157.
14. — Bemerkungen zu „Die Erzlagerstätten von Dobschau und ihre Beziehungen zu den gleichaltrigen Vorkommen der Ostalpen“. Zeitschrift f. prakt. Geologie, Bd. XVI, Berlin, 1908, p. 506.
15. BöHM, F.: Reambuláció Csetnek és Henckő között. A M. Kir. Földt. Int. Évi Jelentése 1906-ról, Bp. 1907, p. 139.
— Reambulation zwischen Csetnek und Hencko. Jahresb. d. Kgl. Ung. Geol. Reichsanstalt für 1906, Bp. 1908, p. 160.
16. COTTA, B. v.: Über die Erzlagerstätten von Dobschau in Ungarn. Berg. u. Hüttenmännische Zeitung. 1861, p. 124 u. 151.
17. COTTA, B. v.: et FELLEBERG E.: Die Erzlagerstätten Ungarns und Siebenbürgens. Freiberg, 1862, p. 48.
18. EISELE, G.: Gömör és Kishont törvényesen egyesült vármegyének bányászati monografiája (Montanistische Monographie des Komitates Gömör-Kishont. Nur ungarisch). Selmecbánya, 1907.
19. ESMARK, J.: Kurze Beschreibung einer mineralogischen Reise durch Ungarn, Siebenbürgen und das Banat. Freiberg, 1798, p. 187.
20. FALLER, G.: Beschreibung einiger wichtigeren Metallbergbaue im Komitate Zips, Gömör und Abauj in Oberungarn. Berg- u. Hüttenmännisches Jahrb. d. k. k. Österr. Bergakademien, Wien, Bd. IV, 1868, p. 165.
21. FOETTERLE, F.: Umgebung von Theissholz. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanstalt. Wien, 1867, p. 216.

22. — Das Murányer Gebirge. Ibidem, p. 242.
23. — Die östliche Fortsetzung des Djumbirgebirges von Certowa Swadba bis zu Orlova. Ibidem, p. 263.
24. — Vorlage der geol. Aufnahmskarten des N-lichen Teiles des Gömörer Comitatus etc. Ibidem, 1868, p. 145.
25. FOULLON, H. B. v.: Chromglimmer, Fuchsit von Dobschau, Verh. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, Wien, 1892, p. 173.
26. FRECH, F.: A lengeri eredetű karbon Magyarországon. Földt. Közl. XXXVI, Bp. 1906, p. 1.
— Das marine Karbon in Ungarn. Földt. Közl. Bd. XXXVI, Bp. 1906, p. 103.
27. GESELL, S.: A dobsinai bányaterület földtani és telérviszonyai. A M. Kir. Földt. Int. Évi Jelentése 1901-ről, Bp. 1903, p. 104.
— Geologische und Gangverhältnisse des Dobsinaer Bergbaugesbietes. Jahrb. d. Kgl. Ung. Geol. Reichsanstalt für 1901, Bp. 1903, p. 119.
28. — Bányageológiai felvételek a Dobsina város DK-i határáról D felé húzódó területen. A M. Kir. Földt. Int. Évi Jelentése 1902-ről, Bp. 1903, p. 107.
— Montangeol. Aufnahme auf d. v. d. Dobsinaer SO-lichen Stadtgrenze südl. geleg. Gebiete. Jahrb. d. Kgl. Ung. Geol. Reichsanstalt für 1902, Bp. 1904, p. 120.
29. HAMMER, W.: Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt, 74. Wien, 1924, p. 1.
30. HERRITSCH, F.: Die vormesozoischen Gebirgsbildungen in den Ostalpen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellschaft, Bd. 79, 1927, p. 180.
31. HAUER, F. v. und FOETTERLE, FR.: Geologische Übersicht der Berg-Baue der Österr. Monarchie. Wien, 1855, p. 46, 55 u. 96.
32. HAUER, F. v.: Geologische Übersichtskarte d. Österr.-Ungar. Monarchie. Blatt III, Westkarpathen. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, Bd. XIX, Wien, 1869, p. 496.
33. HORVÁTH, B. v.: Jelentés a M. Kir. Földtani Int. chemiai laboratóriumából 1906-ról. A M. Kir. Földt. Int. Évi Jelentése 1916-ről, Bp. 1917, p. 517.
— Bericht a. d. chem. Laboratorium d. Kgl. Ung. Geol. Reichsanstalt vom Jahre 1916. Jahrb. d. Kgl. Ung. Geol. Reichsanstalt für 1916, Bp. 1918, p. 580.
34. EDVI ILLÉS, A.: A magyar vaskőbányászat és vaskohászat ismertetése. (Beschreibung des Ung. Eisensteinbergbaues und Eisenhüttenwesens. Nur ungarisch.) Bp. 1900, p. 43 u. 65.
35. ILLÉS, V.: A Magyarországon talált első trilobita. Földt. Közl. XXXII, Bp. 1902, p. 408.
— Die erste in Ungarn gefundene Trilobite. Földt. Közl. Bd. XXXII, Bp. 1902, p. 408.
36. — Dobsina Ny-i környékének bányageológiai viszonyai. A M. Kir. Földt. Int. Évi Jelentése 1902-ről, Bp. 1903, p. 117.
— Montangeol. Verhältnisse i. d. westl. Umgebung von Dobsina. Jahrb. d. Kgl. Ung. Geol. Reichsanstalt für 1902, Bp. 1904, p. 134.
37. JUNGHANN: Das Eruptivgebiet von Tiszolc (Komitat Gömör), Ungarn. Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. Pal. XXXIII. B. B. Stuttgart. 1912, p. 1.
38. KAUFMANN, K.: A gömörmegyei bányaipar viszonyai s felvirágzásának feltételei (Die Lage d. Gömörer Bergindustrie und die Grundbedingungen ihres Aufblühens.) Bp. 1869, p. 16.
39. KERN, A.: Zur geologischen Neuaufnahme des steirischen Erzberges 1925—1926, Berg- u. Hüttenmännisches Jahrbuch, Bd. 75, Wien, 1927, p. 23.
40. KETTNER, R.: Contribution à la connaissance de la géologie des monts métallifères de Spiš et de Gemer entre Gelnica et Dobšina (Slovaquie). Sbornik Stát. Geol. Úst. Č.S.R. I. Praha, 1921, p. 28.
41. KISS, A.: Dobsina föld- és ásványtani tekintetben. Magyarhoni Természetbarát. II. Nyitra, 1858, 3. füzet.
— Dobsina in geologischer u. mineralogischer Hinsicht. Naturfreund Ungarns. II, Nyitra, 1856, Heft 3.
42. LIMANOWSKI, M.: Sur la genèse des Klippes des Carpathes. Bull. d. 1. Soc. Géol. de France, VI, Paris, 1906, p. 160.
43. — Eine Deckscholle in Palocsa am Popradufer und die Entstehung der Klippendecke. Anz. d. Akad. d. Wiss. in Krakau, Serie A. Krakau, 1913, p. 95.
44. MACHATSCHKE, FR. u. DANZER, M.: Geol. und morph. Beobachtungen i. d. Westkarpathen. Arbeiten d. Geogr. Instituts d. Deutsch. Universität in Prag, 1924.
45. MADERSZPACH, L.: Magyarország vasércfekhelyei (Die Eisenerzlagertstätten Ungarns. Nur ungarisch.) Bp. 1880.
46. MATĚJKA, M. et ANDRUSOW, D.: Aperçu d. l. géologie des Carpathes Occid., de la Slovaquie centrale etc. Guide des excursions dans les Carpathes Occidentales. Praha 1931, p. 19.
47. MELCER, G.: Baryt Dobsináról. Földt. Közl. XXVI, Bp. 1897, p. 321.
— Baryt von Dobsina. Földt. Közl. XXVI, Bp. 1897, p. 357.
48. — Gömörmegye ásványai (1. 18, p. 521). Die Mineralien des Komitates Gömör. Nur ungarisch (s. in 18, p. 521).
49. MIKULIK, J.: A bányá- és vasipar története Dobsinán (Die Geschichte der Berg- u. Eisenindustrie in Dobsina. Nur ungarisch.) Bp. 1880.
50. NAGY, L.: Adatok a dobsinai Dioritról. Földt. Közl. X, Bp. 1880, p. 217.
— Daten über den Diorit von Dobschau. Földt. Közl. Bd. X, Bp. 1881, p. 403.

51. NEUBAUER, F.: Verwaltungsbericht der k. k. Berghauptmannschaften, 1862. Statistischer Bericht, 1864.
52. NOTH, J.: Graphit mit Schwefelkies u. Brauneisenstein bei Dobschau, Gömörer Comitát, Ungarn. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, Wien 1874, p. 244.
53. PAPP, K. v.: A magyar birodalom vas- és kőszénkészlete. Bp. 1916, p. 16 és 101.
— Die Eisenerz- und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches. Bp. 1919, p. 27 und 111.
54. PFEIFFER, R.: Umgebung von Zlatna, Pohorella u. Helpa im oberen Gran-Tale. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, Wien, 1867, p. 264.
55. POSEWITZ, T.: Megjegyzések a dobsinai „zöldkőről“. Földt. Közl. VIII., Bp. 1878, p. 231.
— Bemerkungen über den „Grünstein“ von Dobschau. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, 1879, p. 79.
56. RAKUSZ, Gy.: A dobsinai szerpentin. Földt. Közl. LIII., Bp. 1924, p. 73.
— Über den Serpentin von Dobschau. Földt. Közl. Bd. LIII, Bp. 1924, p. 144.
57. — A dobsinai aszbeszt és feldolgozása. Földt. Közl. LIV., Bp. 1925, p. 56.
— Der Asbest von Dobschau u. seine Verarbeitung. Földt. Közl. Bd. LIV, Bp. 1925, p. 174.
58. — Studien an dem Granat von Dobschau. Centralblatt f. Min. Geol. etc. 1924, p. 353.
59. — Zur Kenntnis der Brachiopodenfauna des Dobschauer Carbons. Centralblatt f. Min. Geol. etc. 1926, Abt. B., p. 515.
60. — Die stratigraphische Stellung des Karpath. marinen Oberkarbons. Congrès de Strat. Carbonifère. Liège, 1928, p. 561.
61. — Dobsinai és nagyvisnyói felsőkarbon kővületek. Die oberkarbonischen Fossilien von Dobsina (Dobšiná) und Nagyvisnyó. Geol. Hungarica. Ser. Pal. Fasc. 8, Bp. 1930, (1932).
62. REGULY, J.: A Volovecz D-i lejtője Veszverés és Betlér között. A M. Kir. Földt. Int. Évi Jelentése 1904-ről. Bp. 1905, p. 159.
— Der Südbhang des Volovecz zwischen Veszverés und Betlér. Jahresb. d. Kgl. Ung. Geol. Reichsanstalt für 1904, Bp. 1906, p. 185.
63. REDLICH, K. A.: Die Erzlagerstätten von Dobschau u. ihre Beziehungen zu den gleichaltrigen Vorkommen der Ostalpen. Zeitschrift f. prakt. Geologie. Bd. XVI, Berlin, 1908, p. 270 und 507.
64. REDLICH, K. A. u. PREELIK, K.: Zur Tektonik und Lagerstättengeneses des steierischen Erzberges. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt. Bd. LXXX, Wien, 1930, p. 231.
65. ROTH, S.: Eine eigentümliche Varietät des Dobschauer Grünsteines. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanstalt. Wien, 1879, p. 223.
66. — A jekelfalvi és dobsinai diallag-serpentin leírása. Földt. Közl. XI. Bp. 1881, p. 120.
— Der Jekelsdorfer u. Dobschauer Diallag-Serpentin. Földt. Közl. Bd. XI. Bp. 1881, p. 142.
67. ROZLOZNIK, P.: Aranyida bányaföldtani viszonyai. A M. Kir. Földt. Intézet Évkönyve. XIX., Bp. 1912, p. 235.
— Montangeologische Verhältnisse von Aranyida. Mitt. a. d. Jahrb. d. Kgl. Ung. Geol. Reichsanstalt, Bd. XIX, Bp. 1912, p. 265.
68. — Földtani Jegyzetek Dobsináról. A M. Kir. Földt. Int. Évi Jelentése 1913-ról. Bp. 1914, p. 373.
— Geologische Notizen über Dobsina. Jahresb. d. Kgl. Ung. Geol. Reichsanstalt für 1913. Budapest, 1914, p. 423.
69. — Dobsina környékének bányaföldtani felvétele. A M. Kir. Földt. Intézet Évi Jelentése 1914-ről. Bp. 1915, p. 365.
— Die montangeologische Aufnahme der Umgebung von Dobsina. Jahresb. d. Kgl. Ung. Geol. Reichsanstalt für 1914, Bp. 1915, p. 418.
70. SCHAFARZIK, F.: Adatok a szepes—gömöri Ércheység pontosabb geológiai ismereteihez. Math. Természettud. Értesítő, XXII. Bp. 1904, p. 414.
— Daten zur genauen Kenntnis des Szepes—Gömörer Erzgebirges. Math. u. Naturwiss. Berichte aus Ungarn, Bd. 23, Bp. 1905, p. 225.
71. SCHRÉDER, J.: A Coburg-hercegi bányáösszlet vasércbányáinak és vasgyárainak rövid történelmi ismertetése. (Kurze historische Beschreibung der Eisenerzgruben und Eisenhütten des Herzog Coburg'schen Grubenkomplexes. Ungarisch.) Bány. és Koh. Lapok. Bp. 1913, p. 263.
72. SCHWINNER, R.: Gerölleführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen. Geologische Rundschau. XX. Berlin. 1929, p. 211.
73. SPENGLER, E. und STINY, J.: Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. Erläut. f. Geol. Spezialkarte der Rep. Österreich. Wien, 1926.
74. — Az 1885. évi bpesti orsz. ált. kiáll. bány. koh. és földt. (VI.) csoportjának részletes katalógusa. Bp. 1885, p. 37.
— Spezialkatalog der VI-ten Gruppe für Bergbau, Hüttenwesen und Geologie der Budapester Landesausstellung, Bp. 1885, p. 32.
75. SPITZ, A.: Basische Eruptivgesteine a. d. Kitzbühler Alpen. TSCHERMAK's Min. u. Petr. Mitteilungen. Bd. XXVIII, Wien, 1907, p. 497.
76. STEJSKAL, J.: Geologische Forschungen im Hohen und Niederen Gesenke. Geol. Rundschau. Bd. XX, Berlin, 1929, p. 435.
77. STUR, D.: Bericht über die geologische Aufnahme der Umgebung von Schmöllnitz und Göllnitz. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt Wien Bd. XIV, 1869.

78. SUŠTA, V.: O Karbunu na Slovensku. *Hornický Vestník*. XIII, Praha, 1931.
79. ŠUF, J.: Le gisement de Trias près de Kobelárovo au Nord de Rožnava en Slovaquie. *Vest. Stát. Geol. Ústava Č. S. R.* VI, Praha, p. 38.
80. — Notes sur les nouvelles localités carbonifères et triassiques aux environs de Dobšina et Kobeliarovo en Slovaquie. *Ibidem*, p. 110.
81. ŠUF, J. et ULRICH, FR.: Nekolik poznámek o novém nálezu mřížovcu (radiolarii) v okolí Dobšíně a Železníku na Slovensku. *Veda Přírodní*, Praha, 1933.
82. TRAPL, S.: Les plantes carbonifères de Dobšina. *Vest. Stát. Geol. Úst. Č. S. R.* VI, Praha, 1930, p. 25.
83. UHLIG, V.: Bau und Bild der Karpathen. Wien, 1903.
84. — Über die Tektonik der Karpathen. *Sitzungsab. d. k. Akad. d. Wissenschaften*. Bd. CXVI, Wien, 1907, p. 871.
85. ULRICH, FR.: Československá ložiska magnesitová a dnešní stav jejich využití. *Bánářského světa*. XII, Praha, 1933.
86. ULRICH, FR. et BOUCEK, B.: Gisements de fossiles dans la zone à giobertite du Slovenské Rudahory (Monts Métallifères de la Slovaquie.) *Vestník Stát. Geol. Ústavu Č. S. R.* VIII, Praha, 1931.
87. VOIT, F. W.: Geognostische Schilderung der Lagerstättenverhältnisse von Dobschau in Ungarn. *Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanstalt*, Bd. 50, Wien, 1900, p. 695.
88. WAHLNER, A.: Magyarország bányász- és kohóipara az 1916. évben (Die Bergbau- und Hüttenindustrie Ungarns im Jahre 1916). *Bány. és Koh. Lapok*, 68. Bp. 1920.
89. WENZEL, G.: Magyarország bányászatának kritikai története (Die kritische Geschichte des Bergbaues Ungarns). Bp., 1880, p. 102.
90. WOLDRICH, J.: Geol. und tekt. Studien in den Karpathen nördlich von Dobschau. *Bull. intern. de l'Acad. d. Sciences de Bohême*, Praha, 1912.
91. — Montanistisch-geologische Studien im Zips-Gömörer Erzgebirge Nördlich von Dobschau in Ungarn. *Ibidem*. Praha, 1913.
92. — Zur Stratigraphie des Paläozoikums des Slovakischen Erzgebirges in den Karpathen und Bemerkungen zum Alter einiger seiner Lagerstätten. *Acta Soc. Scient. Nat. Moraviae*. IV, Fasc. 1, F. 33. Brno, 1927.
93. ZAPLETAL, K.: Zur Geologie der böhmischen Masse. *Geol. Rundschau*. Bd. XIX, 1928, p. 124.
94. — Überblick über die Geologie der tschechoslowakischen Karpathen. *Ibidem*, Bd. XXI, 1930, p. 124.
95. — Die Stellung des oberschlesischen Steinkohlenbeckens u. seine Fortsetzung unter die mährischen Karpathen, *Montanistische Rundschau*, Bd. XIX, Wien, 1931, No. 6.
96. ZELENKA, L.: Aperçu de la géologie des environs de Krompachy en Slovaquie. *Vest. Stát. Geol. Ústava. Č. S. R.* III, Praha, 1927, p. 29.
97. — Aperçu sur la géologie de la région en Nord-Ouest de Košice. *Ibidem*, p. 181.
98. ZEUSCHNER, C.: Geognostische Schilderung der Gangverhältnisse bei Kotterbach (und Poracz) im Zipser Comitat. *Sitzungsab. d. k. Akademie d. Wissenschaften*, Bd. VI, Wien, 1853, p. 619.

INHALTSVERZEICHNIS.

	Seite
Einleitung	2
Die allgemeine geographische und geologische Stellung der Umgebung von Dobsina (Dobšina) .	3
I. Die Vepor=Decke	5
A) Vepor=Kristallin	5
a) Der mit sedimentären Gliedern eng verbundene Anteil des Vepor=Kristallins	6
1. Quarzalbitknotengneise	6
2. Phyllitgruppe	9
b) Der intrusive Anteil des Vepor=Kristallins	9
1. Biotitgranitit	10
2. Quarzführender Dioritgneis	11
3. Aplitische Randfazies (?)	11
c) Intrusionsverband und Injektionsgesteine	12
d) Chemismus des Vepor=Kristallins	14
1. Biotitgranitit	14
2. Quarz=Albitknotengneis	15
B) Die Förderata=Quarzit-schiefergruppe	17
a) Quarzit-schiefer (Förderata=Quarzite)	17
b) Das Phyllit-schiefergefolge der Quarzit-schiefer	18
c) Die Grünstein- und Grünschieferzwischenlagerungen der Phyllitserie	19
C) Die Förderata=Kalkserie	19
a) Rauh- wacke	20
b) Kristalliner Kalk	20
c) Schieferkalk	20
d) Tonschiefer	21
D) Die Abgrenzung der Vepor=Decke	21
E) Die Verbreitung der Förderata=Serie in benachbarten Gebieten	22
F) Das Alter der Förderata=Serie	22
II. Die Zipser Decke	25
A) Die Porphyroidzone (Gelnicaer Serie von ZELEŇKA=MATEJKA)	26
a) Sedimentäre Gruppe	26

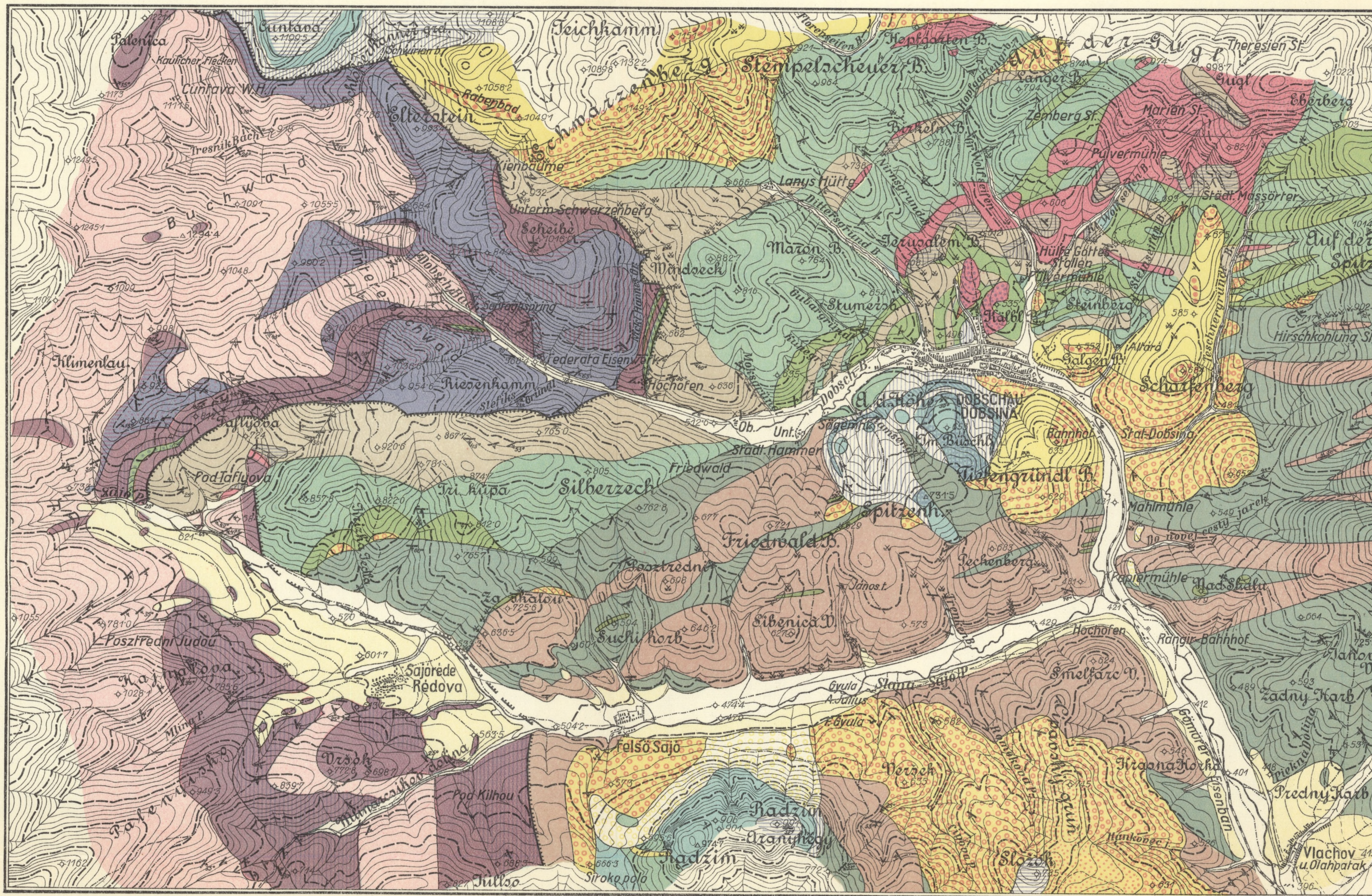
	Seite
1. Vorherrschend phyllitische Gesteine	26
2. Minder metamorphe sedimentäre Gesteine	26
b) Eruptive Gruppe	27
1. Porphyroide	27
α) Orthoklasporphyroide	27
β) Plagioklasporphyroide	27
γ) Quarzporphyroide	28
2. Grünsteine (Metamorphe Diabase)	28
c) Zur Kleintektonik der Porphyroide	29
B) Grünschiefergruppe	29
a) Karbonatische Sedimente der Grünschiefergruppe	29
b) Monomineralische Gesteine der Karbonatgesteinsgruppe	33
1. Muskovitfels	33
2. Serizit	34
3. Chloritfels	34
c) Metamorphe Diabase und Diabastuffite	35
I. Der N-liche Grünschieferzug	35
1. Wahrscheinlich aus Tuffiten und Sedimenten hervorgegangene Schiefer	35
2. Grünschiefer, die aus Eruptivmaterial hervorgegangen sind, aber ihre primäre Gesteinsstruktur eingebüsst haben	36
α) Chlorit=Kalzit=Albitschiefer	36
β) Epidot=Zoisit=Strahlsteinschiefer	37
γ) Chlorit=Epidot=Albitschiefer	37
3. Magnetitoktaeder führende Grünsteine mit noch erkennbarer Gesteinsstruktur	38
4. Biotit und Magnetit führende Grünsteine	38
5. Amphibolitartige Grünsteine	39
α) Die schieferigen=geflaserten Amphibolite im Liegenden des Georgiganges	39
β) Der Zoisitamphibolit vom Nordabfall des Windseckgipfels	40
II. Der S-liche Grünschieferzug	40
C) Die voroberkarbonischen Tiefengesteine	42
a) Quarzdiorit	44
b) Biotitgranitit	46
c) Quarzdioritaplit	46
d) Amphibolit	47
e) Diopsid=Amphibolit	48
f) Serpentin	48
g) Die Frage des Intrusionsverbandes der voroberkarbonischen Tiefengesteine	49

	Seite
D) Das Oberkarbon	52
a) Über die Fassung des Dobsinaer Oberkarbons	53
1. Untere marine Gruppe	53
2. Obere Gruppe mit Landflora	53
b) Die auf dem Diorit=Amphibolitstock ruhenden Oberkarbonschollen	55
1. Gliederung	55
2. Der Tagbau der Massörter	56
3. Die Aufschlüsse des Oberen oder Städtischen Biengartens	59
4. Der Untere= oder Koburg'sche Biengarten	60
5. Altenberg—Michaeli.	60
6. Die wirtschaftliche Bedeutung der Eisenerzlagerstätten des Altenberges	61
7. Die Karbonscholle der städtischen Steinberger Gruben	61
α) Unterer Jakobi=Stollen	62
β) Der Steinberger Erbstollen	62
γ) Philippi=, Georg=, Mittlerer= und Oberer Steinberger Stollen	62
8. Die zwischen den beiden Wolfseifen liegenden Karbonschollen	63
9. Die Karbonschollen zwischen dem Wolfseifen und dem Dittersgrund	63
c) Die ausserhalb des Diorit=Amphibolitstockes auftretenden Karbonvorkommnisse	64
1. Der N=liche Oberkarbonzug	65
2. Das S=lich vom Diorit=Amphibolitstock auftretende Oberkarbon	68
d) Die Frage der infrawestphälischen Diskordanz innerhalb des Karbonnormal=profils	70
1. Das Alter der Metasomatose	70
2. Die infraoberkarbone Diskordanz	71
e) Zur Verbreitung des Oberkarbons im Szepes—Gömörer Erzgebirge	72
1. Das Kassaer Karbon	72
2. Das Bindter Konglomerat	74
f) Zur Altersfrage des Dobsinaer Karbons	78
E) Die Konglomeratzone (Perm ?)	79
a) Untere Konglomerat=Brekzienserie	80
1. Grauwackenkonglomerate	80
2. Quarzporphyreinschlüsse führende Konglomerat=Brekzie	81
3. Bunte Sandstein= und Schieferserie	82
b) Das Problem des Alters der Konglomeratzone	83
c) Die S=liche Konglomeratzone	87
F) Die Trias	90
a) Die N=liche Kalkzone	90
b) Die Umgebung des Spitzenhügels	90
c) Die S=lich vom Sajó auftretenden triassischen Schollen	91

	Seite
G) Die Erzlagerstätten der Umgebung von Dobsina	92
a) Die Siderit- und Co—Ni-Erzlagerstätten	93
1. Die N-lich von Dobsina liegenden Lagerstätten	93
2. Die Johanni-Grube	99
3. Die Sideritlagerstätten S-lich vom Sajó	99
b) Die Kupfererz-Quarz-Ankeritlagerstätten	100
1. Die Zinnopelkamm-Gruben	100
2. Die Hirschkohlung—Andrei-Gruben	100
3. Schwarzenberg	101
4. Die Friedwald-Gruben	102
5. Die Za Skalou-Grube	103
H) Der tektonische Aufbau der Umgebung von Dobsina	103
I) Das allgemeine Bild der Zipser Decke	104
K) Vergleich des Paläozoikums der Umgebung von Dobsina mit jenem der Sudeten und Ostalpen	107
Schrifttum	111

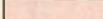


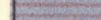




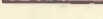
DOBSINA KÖRNYÉKÉNEK FÖLDTANI TÉRKÉPE.
GEOLOGISCHE KARTE DER UMGEBUNG VON DOBSINA.

Mérték, Massstab 1:37.500.




Jel- és színmagyarázat. Farben- u. Zeichenerklärung.

Vepor-takaró. Vepordecke.

	Granit és kristályos pala. Veporkristallin.		Rauvakke. Rauhwacke.
	Föderata kvarcit. Föderataquarzeit.		Szemcsés föderata mész. Kristalliner Föderatakalk.
	Fillit. Phyllit.		Palás föderata mész. Schiefriger Föderatakalk.
	Zöldkő a fillitben.		Sötét agyagpala. Dunkler Tonschiefer.
	Grünstein im Phyllit.		

Szepességi takaró. Zipser Decke.

	Félig metamorf üledékek. Halbmetamorphes Klastikum.	} Porfiroid öv. Porphyroidzone.		Werfener pala, Werfener Schiefer.	} Alsó triász. Untere Trias.
	Porfiroid. Porphyroid.			Radiolarit. Radiolarit.	
	Zöldkő a porfiroid övben. Grünsteine in der Porphyroid Zone.			Rauvacke. Rauhwacke.	
	Tuft s félig metamorf üledék. Tuffite u. halb metamorphe	} Zöldkő öv. Grünsteinzone. Sedimente.		Sötét mészkő. Dunkler Kalkstein.	} Középső triász. Mittlere Trias.
	Zöldkő és zöldpala. Grünstein u. Grünschiefer.			Világosszürke mészkő és dolomit. Hellgrauer Kalkstein u. Dolomit.	
	Kvarcos diorit. Quarzdiorit.		Kavics színűkő. Schotterablagerungen.		
	Amfibolit. Amphibolit.		Lejtőtörmelék. Gehängeschutt.		
	Szerpentin. Serpentin.		Holocén. Holozän.		
	Alapkonglomerat. Grundkonglomerat.	} Felsőkarbon. Oberkarbon.	A két takaré határvonala. Grenzlinie der Deckeneinheiten.		
	Mészkő. Kalkstein.				
	Konglomerat, homokkő és pala. Konglomerat, Sandstein u. Schiefer.	} Konglomerat öv (Perm ?) Konglomerationszone (Perm ?)			
	Tarka konglomerat. Buntes Konglomerat.				
	Breccsa kvarcosporfir kavicsal. Brekzie mit Quarzporphyrgeröllen.				
	Tarka homokkő és pala. Bunte Sandsteine u. Schiefer.				
	Kvarcit. Quarzit.				

Öreghegy Altenberg


Flórási hegy
Langenberg

Schlösser H.


SZINKULCS: ZEICHENERKLÄRUNG:


KARBON ELŐTTI KÖZETEK. PRÄKARBONE GESTEINE.

1 + + + + +
Diorit


2  Magnetitoktaederes zöldkő
Magnetitoktaeder führender Grünstein


3  Filit
Phyllit

KARBON. KARBON.
4  Alapkonglomerátum
Grundkonglomerat

5  Sötét dolomit és pala
Dunkler Dolomit und Schiefer


KARBON. KARBON.

6  Sziderit és ankerit
Siderit und Ankerit

7  Sötét pala dolomit, mészkő és homokkő
betelepülésekkel. Dunkle Schiefer mit
Einlagerungen von Dolomit, kalkstein u. Sandstein

7a  Kövületes pala
Michaelischiefer

8  Homokkő
Sandstein

PERM. PERM.
9  Grauvakkonglomerátum
Grauwackekonglomerat

Vetődés
Verwerfungen

A DOBSINAI ÖREGHEGY KÜLFEJTÉSEI.

Felmerte 1913-ban Panthó Dezső. Földtanilag felvette Rozlozsnik Pál.

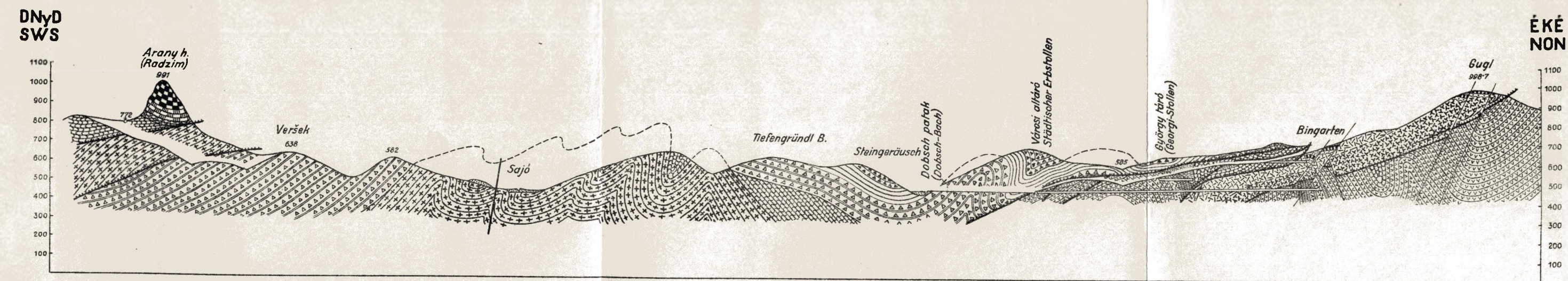
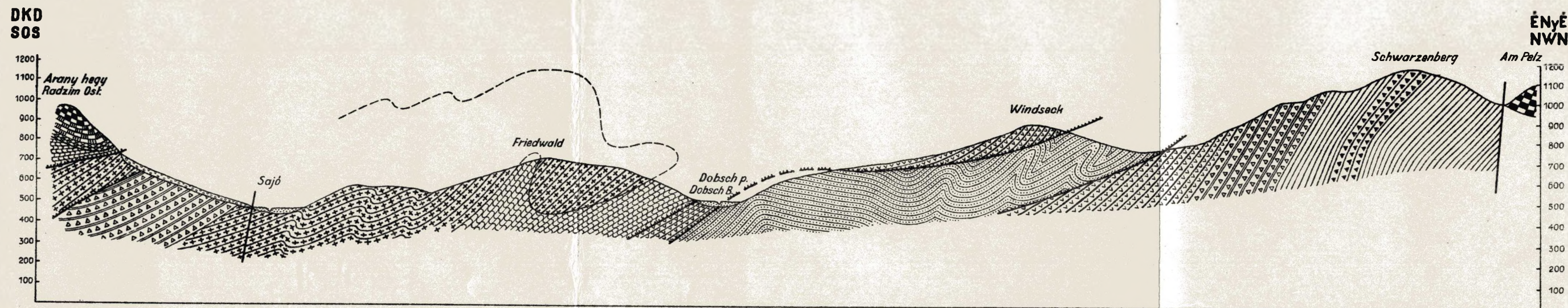
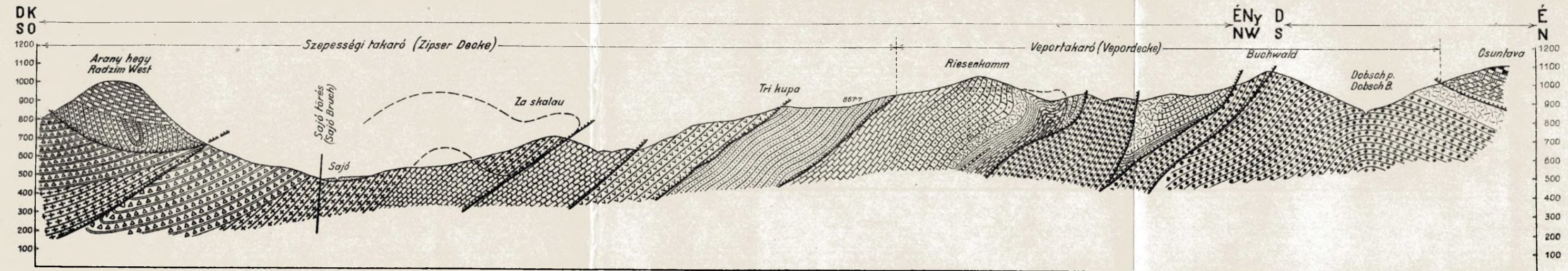
DIE TAGBAUE DES ALTENBERGES BEI DOBSINA.

Topographisch aufgenommen v. D. Panthó in 1913. Geologische Aufnahme v. P. Rozlozsnik.

Mérték: Massstab:

0 50 100 150 200 m.

Helper H.



Jelmagyarázat (Zeichenerklärung)

A. Veportakaró (Vepor-Decke)

Mérték (Maßstab)

0m 500 1000m 2Km